А. А. РОДЕ

ПОЧВЕННАЯ ВЛАГА

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ПОЧВЕННЫЙ ИНСТИТУТ им. В. В. ДОКУЧАЕВА

А. А. РОДЕ

ПОЧВЕННАЯ ВЛАГА

*

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР
Москва · 1952

ОТВЕТСТВЕННЫЙ РЕДАКТОР

чл.-корр. АН СССР И. В. ТЮРИН

ПРЕДИСЛОВИЕ

Вода в почве и грунте вместе с содержащимися в ней растворами есть настоящая кровь живого организма. Без воды почвы нет. Поэтому в почвообразовании режиму воды следует отводить первое место.

Г. Н. Высоцкий. **Очерки о почвах и режиме грунтовых вод.**

Ни одна капля воды не может проникнуть в организм растения иначе, как через его корневую систему из почвы

В. Р. Вильямс. **Почвоведение**

Почвенная влага представляет собой одну из важнейших составных частей почвы. Она играет весьма важную роль в почвообразовании, так как передвижение различных веществ в почвенной толще, в результате которого формируется почвенный профиль, совершается по преимуществу в виде растворов, т. е. эти вещества перемещаются вместе с жидкой почвенной влагой, синонимом которой является почвенный раствор. Вместе с тем почвенная влага принимает исключительно большое участие и во многих процессах превращения веществ, происходящих в почве, каковы, например, явления выветривания минералов, явления разложения и синтеза органических соединений и т. д.

Переход почвенной влаги из жидкого в твердое состояние и обратно оказывает очень большое влияние на физическое состояние почвы.

Словом, значение влаги в почвообразовании чрезвычайно велико. Нельзя познать почвообразовательный процесс, не познав законов, управляющих передвижением и поведением воды в почве и ее взаимоотношениями с остальными составными частями последней, главным образом с ее твердой частью.

Не менее важное значение имеет почвенная влага как фактор плодородия почв, а отсюда и как фактор сельскохозяйственного производства. Управление водным режимом почвы является всегда одним из важных, а часто и самым важным приемом повышения производительности сельскохозяйственных угодий. В основе всего Сталинского плана преобразования природы, направленного на повышение продуктивности сельскохозяйственного производства, лежит перестройка водного режима территории в целом и водного режима почв в частности.

Весьма важно знать законы поведения почвенной влаги в почве, с целью овладения на основе этих законов водным хозяйством почвы, и для других отраслей народного хозяйства, как, например, лесное хозяйство, дорожное строительство, гидротехническое строительство и т. д.

Необходимо отметить при этом, что в большинстве случаев, при решении любого из перечисленных вопросов, мы не можем резко разграничить

водный режим собственно почвенной толщи от водного режима подстилающих почву материнских пород (грунтов), а должны, наоборот, рассматривать их совместно, так как между почвенной и грунтовой толщами непрерывно происходит обмен влагой, растворенными в ней веществами и газами, хотя темпы этого обмена могут быть весьма различными. Поэтому, говоря о водном режиме почв, мы в большинстве случаев подразумеваем водный режим почвенно-грунтовых толщ в целом.

Огромное значение почвенной влаги для сельского хозяйства, повидимому, начало осознаваться человеком с того самого времени, как он начал заниматься земледелием. Возникновение различных оросительных сооружений восходит к очень глубокой древности. Развитие этих приемов шло, несомненно, чисто эмпирическим путем, хотя столь же несомненно, что и в это время уже могло иметь место некоторое обобщение накопившегося опыта и выведение тех или иных эмпирических закономерностей.

Научная агрономия, развитие которой в Западной Европе началось в первой половине прошлого столетия, не могла, естественно, пройти мимо вопросов поведения воды в почвах, в связи с чем в агрономической литературе того времени появляется ряд исследований, почти исключительно лабораторно-экспериментального характера, имеющих своим содержанием главным образом изучение отдельных водно-физических свойств почвы.

Иными путями шло развитие интересующего нас вопроса в России. Здесь в начале прошлого столетия ставились опыты в природе такими хозяевами-естествоиспытателями, как Ломиковский, Шишкин и другие. Наблюдая за результатами этих опытов, они выводили закономерности, относящиеся к поведению влаги в почве — тем более ценные, что они устанавливались в природной обстановке.

Совершенно естественно, что и научное почвоведение, созданное во второй половине прошлого века трудами Докучаева, не могло пройти мимо вопросов почвенной гидрологии. Разработка этих вопросов была уже подготовлена предшествующими исследованиями. Но докучаевское почвоведение с его естественно-историческим подходом к почве позволило по-новому осмыслить явления, относящиеся к поведению влаги в почве, придало постановке соответствующих вопросов необходимую широту, связало их с закономерностями образования и развития почв в целом и сделало тем самым учение о почвенной влаге естественной частью научного почвоведения.

Столкнувшись в начале 90-х годов с проблемой борьбы с засухой, Докучаев сразу оценил все то огромное значение, которое имеет режим влаги в почве. Это нашло свое отражение и в том, что последняя глава его известной книги «Наши степи прежде и теперь» носит название «Способы упорядочения водного хозяйства в России», и в том, что в программе исследований на заложенных им опытных участках на первый план выдвигалось «... изучение снежного покрова, глубины и характера промерзания и оттаивания почвы; анализ жизни почвенных (в тесном смысле этого слова), а *частично* и грунтовых вод...» (1894).

Ученики и последователи Докучаева — Высоцкий, Адамов, Измаильский и другие развили идеи своего учителя и претворили их в жизнь. Именно их творческим трудом и были заложены те основы почвенной гидрологии, на которых она зиждется и по сие время, как один из коренных разделов докучаевского почвоведения.

Большое внимание вопросам поведения почвенной влаги уделял в своих исследованиях Костычев, который обращал особенное внимание на отношение к почвенной влаге растений.

В дальнейшем вопросы почвенной гидрологии разрабатывались многими крупными исследователями, среди которых должны быть названы Близнин, Коссович, Кравков, Отоцкий, Ротмистров, Лебедев, Вильямс, Дояренко, Качинский, Попов, Андрианов, Долгов и другие.

В результате творческих усилий этих исследователей учение о водном режиме почв, об их водно-физических свойствах получило свое дальнейшее развитие, находя одновременно все большее и большее применение, особенно в послеоктябрьский период, в народном хозяйстве нашей страны.

Большое число работ по вопросам почвенной гидрологии было выполнено и за рубежом, особенно начиная с конца прошлого столетия. Среди этих работ мы находим ценные экспериментальные исследования по отдельным вопросам поведения почвенной влаги. Однако для громадного большинства этих исследований, при всей тщательности и обстоятельности их выполнения, характерно отсутствие подчинения их какой-либо руководящей идее. Те же попытки создания обобщающих концепций, которые мы находим в зарубежной литературе, каковы, например, работы Верлюи (Versluys, 1917), Цункера (Zunker, 1930), Фагелера (Vageler, 1932), Альтена и Курмиса (Alten und Kurmies, 1939) и других,— отличаются тем, что основаны по преимуществу на различных лабораторных опытных исследованиях, а отчасти имеют умозрительный характер и недостаточно связаны с теми явлениями, которые наблюдаются в природе.

Несомненно, что лабораторно-экспериментальные приемы изучения отдельных явлений совершенно законны и необходимы в процессе исследования. Но все подобные работы приобретают свою истинную ценность и могут быть с пользой применены и в науке и в практике лишь после того, как их результаты будут связаны с явлениями, наблюдающимися в природе. А вот этого-то, повторяем, в громадном большинстве зарубежных исследований и нехватает.

В связи с этим и попытки создания обобщающих концепций оказываются либо весьма формальными, умозрительными, либо, в лучшем случае, односторонними.

Обратимся теперь к отечественным работам обобщающего характера. При этом мы не будем сейчас касаться исследований, трактующих вопросы в о д н о г о р е ж и м а, каковы, например, замечательные исследования Высоцкого, и рассмотрим лишь те работы, предметом которых являются общие закономерности поведения почвенной влаги.

Первым таким исследованием следует считать работу Коссовича (1904), весьма содержательную, несмотря на ее краткость. В этой работе Коссович обобщает весь тот фактический материал, который имелся к тому времени в литературе по важнейшим водно-физическим свойствам почв, дополняя его и собственными экспериментами.

В том же году появилась работа Локотя (1904), представляющая собой обстоятельную сводку отечественной и зарубежной литературы о водно-физических свойствах почв, об отдельных элементах водного баланса почв и режиме их влажности. Кроме того, в этой работе значительное место уделено собственным наблюдениям автора над водным режимом почв на Полтавской опытной станции. В работе Локотя впервые, повидимому, были поставлены вопросы методики изучения влажности почв.

С 1911 г. начинает выходить обширная сводка Лоске (1911, 1915), охватывающая различные вопросы гидрологии почв.

Однако и работа Локотя и работа Лоске являются, как и было указано, лишь сводками литературы, но отнюдь не обобщающими работами в тесном смысле этого слова.

Следующей крупной работой, в которой делается попытка создать генеральную концепцию в области вопросов поведения почвенной влаги, является широко известная книга Лебедева «Почвенные и грунтовые воды», вышедшая четырьмя изданиями, начиная с 1919 г.

Характерная черта этой книги — насыщенность ее оригинальным экспериментальным материалом. Лебедев лишь в очень небольшой мере использует исследования других лиц, базируясь во всех затрагиваемых

им вопросах преимущественно на результатах собственных многочисленных опытных исследований. Эта черта одновременно является и достоинством и недостатком книги Лебедева.

Достоинством — потому, что своими оригинальными исследованиями Лебедев внес очень много нового в наши знания в области гидрологии почв. Недостатком — потому, что, игнорируя уже накопленный в науке материал, Лебедев в некоторых вопросах вступил в противоречие с уже установленными научными фактами. Это отразилось, например, на его отношении к явлению так называемой «полевой» или «наименьшей» (по Коссовичу) влагоемкости — явлению, представляющему большое значение для понимания поведения влаги в почве, которого Лебедев не оценил и, видимо, не понял.

В начале 30-х годов появилась серия работ Качинского (1930, 1934 и др.), главная ценность которых заключается в разработке и стандартизации методов изучения физических свойств почвы, усовершенствовании соответствующих инструментов и приборов. Важным является также указание Качинского на необходимость при изучении физики почвы учитывать строение почвенного профиля.

Последней крупной обобщающей работой по гидрологии почв является книга Долгова (1948а). Эта работа, так же как и книга Лебедева, имеет характер не столько критического обобщения, сколько оригинального экспериментального исследования, хотя все же в ней критика и обобщение литературных материалов занимают значительно больше места, нежели в книге Лебедева. От последней работа Долгова отличается еще и тем, что в ней основное внимание уделено водно-физическим свойствам почвы, в то время как в книге Лебедева имеются некоторые данные и по вопросам водного режима почв в узком смысле этого слова.

Сопоставляя между собой работы Лебедева и Долгова, мы должны отметить, что взгляды этих двух исследователей по своему существу резко отличны.

В концепции Лебедева первенствующую роль в явлениях передвижения и главным образом — удержания влаги в почве играют молекулярные силы, возникающие между почвенными частицами и молекулами воды, т. е., иными словами, силы адсорбционные и сорбционные. Не исключая при этом влияния и других сил, каковы силы капиллярные и сила тяжести, Лебедев отводит им все же второстепенную роль. Эти взгляды Лебедева прочно вошли не только в почвоведение, но и в смежные дисциплины — грунтоведение, гидрогеологию и т. д.

В представлениях Долгова, в противоположность Лебедеву, первое место и в удержании почвенной влаги и в ее передвижении принадлежит силам капиллярным (менисковым, по выражению Долгова). В этих представлениях он широко использует концепцию Верлюи (Versluys, 1917), которая, на наш взгляд, является абстрактной и формальной. Не отрицая значения и сорбционных сил, Долгов отводит им, однако, второстепенное место, что нашло яркое отражение и в его классификации форм воды (1948а, стр. 187).

Таким образом, в работах Лебедева и Долгова противостоят одна другой две весьма различные теоретические концепции. Эти теоретические разногласия небезинтересны и для практики, так как от правильности теоретических представлений зависит и правильное решение практических вопросов, в том числе, например, разработка различных агротехнических мероприятий.

Нам кажется, что для правильного решения интересующих нас вопросов требуется сочетание взглядов, лежащих в основе обеих концепций. Мы не хотим этим сказать, что «истина лежит посередине». Подобная сентенция если и может быть высказана применительно к данному

случаю, то лишь в самой общей форме. Суть же дела заключается в том, что нельзя все почвы и грунты рассматривать огульно, не учитывая различий в их свойствах, особенно в отношении механического состава, аггрегатного состояния и сложения. Их необходимо дифференцировать по этим (главным образом) признакам и изучать почвенно-гидрологические явления применительно к различиям по этим признакам. При таком подходе обе упомянутые концепции займут принадлежащие им места, дополняя одна другую. Необходимость такого подхода диктуется тем, что нередко одно и то же с внешней стороны явление на самом деле имеет различную природу в зависимости от характера почвы или грунта. Между тем, у громадного большинства исследователей мы не только не обнаруживаем дифференциации почв и грунтов при изучении гидрологических явлений, но нередко находим совершенно обратное — использование в качестве модели, например, песка и безоговорочное перенесение результатов, полученных на этой модели, на любые грунты и почвы. Только у Великанова (1948) впервые, пожалуй, появляется четкое указание на необходимость упомянутого выше дифференцированного подхода.

Настоящая работа и представляет попытку критически обобщить, придерживаясь только что изложенной точки зрения, весь тот обширный материал по вопросам поведения влаги в почве, который может быть найден в литературе.

Необходимость такого обобщения явно назрела. Это определяется и количеством накопленного материала, и потребностью концентрации соответствующих знаний для решения самых различных задач. Последнее особенно важно в настоящее время, когда наша страна приступила к осуществлению грандиознейших проектов перестройки своей природы и сельского хозяйства на строго научных основах.

Автор не имеет оснований утверждать, что данная работа представляет собой исчерпывающий анализ всего литературного материала. Весьма возможно, во-первых, что имеются работы, которые автором были пропущены; во-вторых, часть работ, о существовании которых автор был осведомлен, осталась недоступной для него; в третьих, некоторые работы, не представляющие, по мнению автора, существенного интереса, были им сознательно исключены из обобщения.

Автор с величайшей признательностью примет всякую научную критику того, что изложено в настоящей книге.

В ней автор касается главным образом водных свойств почв. Автор надеется в ближайшее время продолжить настоящую работу, охватив вопросы водного режима и водного баланса почв и приемов управления ими.

Заканчивая на этом предисловие, автор считает своим приятным долгом выразить искреннюю благодарность доктору с.-х. наук В. А. Францессону и В. А. Уласевичу за любезное разрешение пользоваться принадлежащими им оригинальными экспериментальными данными до опубликования последних.

Автор выражает также свою величайшую признательность сотрудникам библиотеки Почвенного института Академии Наук СССР, а среди них особенно Л. И. Квин за огромную работу по добыванию необходимой литературы.

Автор благодарит своих ближайших товарищей по работе — М. М. Абрамову, Е. А. Афанасьеву, А. Ф. Большакова, И. С. Васильева, а также С. И. Долгова, с которыми он неоднократно обсуждал многие из вопросов, затрагиваемых в настоящей книге, за дружескую помощь в разрешении этих вопросов.

ВВЕДЕНИЕ

Влага в почве, как и вне почвы, может существовать в трех состояниях: твердом, жидком и газообразном (точнее — парообразном). В твердом состоянии она является неподвижной и может передвигаться только при условии предварительного перехода в жидкое или газообразное (парообразное) состояние. Наше основное внимание в настоящей работе мы обратим на жидкое состояние влаги, обращаясь к твердому состоянию лишь постольку, поскольку это будет нужно для понимания ее поведения в жидком состоянии.

Влага поступает в почву[1] по преимуществу из атмосферы. Попадая в том или ином состоянии на поверхность почвы или в верхние слои последней, влага начинает испытывать на себе действие ряда сил различной природы и происхождения. Сочетание этих сил вызывает движение влаги, и первой задачей почвенной гидрологии является установление закономерностей, управляющих этим движением. Движение является нормальным, так сказать, состоянием для почвенной влаги. Наоборот, неподвижность влаги в почве представляет случай, повидимому, в достаточной мере редкий в природе. Это происходит от того, что величина сил, под влиянием которых находится влага, непрерывно изменяется — как вследствие изменения внешних условий, от которых зависят эти силы (выпадение атмосферных осадков, изменение температуры и т. д.), так и вследствие изменений, вызываемых самим передвижением влаги. Последнее приводит к ослаблению действия, вплоть до полного исчезновения, одних сил и, наоборот, к появлению и нарастанию роли других сил.

В каждый данный момент на данную группу молекул влаги действует некоторое сочетание сил, равнодействующая которых является причиной движения этой группы в определенном направлении и с определенной скоростью. В следующий момент времени сочетание сил, действующих на данную группу молекул, может быть уже иным, в связи с чем и направление и скорость движения этой группы будут также иными.

Разные группы молекул в один и тот же момент времени находятся, вообще говоря, под влиянием различных сочетаний сил, вследствие чего их передвижение может совершаться в разном направлении и с различной скоростью. При этом, как мы увидим ниже, все количество влаги, нахо-

[1] Здесь, как и всюду в дальнейшем, мы, при отсутствии особых оговорок, будем понимать термин «почва» в широком смысле этого слова, включая в это понятие не только собственно почвенные горизонты, но и толщу материнской породы, т. е. почвенно-грунтовую толщу в целом.

дящееся в данном объеме почвы — достаточно малом для того, чтобы его считать макроскопически однородным,— может быть разделено на несколько совокупностей, для каждой из которых в данный момент характерным является передвижение (или динамически равновесное состояние) под влиянием преобладающей в этот момент силы или сочетания сил. Такие совокупности влаги принято называть «категориями почвенной влаги», и второй задачей почвенной гидрологии является установление этих категорий, которые, как не трудно видеть, суть понятия отвлеченные. Очевидно, что рациональное разделение почвенной влаги на категории должно быть построено именно на преобладании той или иной силы или частного сочетания сил, определяющих поведение (направление и скорость передвижения) устанавливаемых категорий влаги.

Третьей задачей почвенной гидрологии является количественное определение содержания влаги разных категорий.

Здесь мы должны указать на одну существенную трудность, которая возникает при разрешении этой задачи и вообще при трактовке почвенно-гидрологических явлений; с этой трудностью мы постоянно будем сталкиваться в дальнейшем.

Передвижение и удержание влаги в почве, как мы только что говорили, обусловливается силами и явлениями различной природы. С увеличением содержания влаги в почве одно явление постепенно затухает, по мере исчерпания обусловливающих его сил, а другое возникает вновь и нарастает. При этом в основе каждого последующего явления лежат силы более слабые, чем те, которые лежат в основе предыдущего явления. Однако вместе с тем сменяющие друг друга явления всегда перекрывают, так сказать, одно другое, т. е. новое явление начинает проявлять себя прежде, чем закончится проявление предшествующего. Следовательно, между этими явлениями, а значит и между различными категориями почвенной влаги нельзя провести резкой границы. Причина такого перекрытия заключается, во-первых, в том, что по мере исчерпания сил одной категории, их величина падает до такого уровня, на котором начинают проявляться уже силы другой категории, после чего в пределах некоторого интервала возрастающей или уменьшающейся влажности эти силы действуют совместно, пока одна из них не будет исчерпана до конца.

Во-вторых, существенное значение имеет также микродискретный характер почвенной порозности. Так как почва состоит из мелких частиц, а почвенные поры имеют меняющиеся форму и размеры, в почве могут одновременно создаваться и выпуклые и вогнутые поверхности, мениски и пленки разной кривизны и т. д., которые в энергетическом отношении достаточно существенно отличаются друг от друга.

Вследствие указанного перекрытия одних явлений другими мы часто не можем установить, явлением какой категории обусловлено передвижение или удержание воды при данной влажности. Поэтому проведение границ между областями (в пространстве) и периодами (во времени) преобладания действия тех или иных сил или их частных сочетаний, а следовательно, и между «категориями» почвенной влаги всегда будет условным. Однако, как мы увидим ниже, качественные различия в поведении отдельных совокупностей молекул влаги в данном, достаточно малом, объеме почвы, зависящие от количественного преобладания той или иной силы или сочетания нескольких сил могут быть все же — с той или иной степенью приближения — установлены. Поэтому делается возможным и приближенное количественное определение почвенной влаги различных категорий.

Кроме «категорий» почвенной влаги, определяются и устанавливаются еще так называемые «почвенно-гидрологические константы» (как, например, максимальная гигроскопичность, капиллярная влагоемкость и т. д.).

Для того, чтобы эти «константы» были рациональными, они должны быть также связаны с преобладанием той или иной силы или частного сочетания сил, определяющих поведение какой-то части почвенной влаги в данном, однородном объеме почвы. Иными словами, эти «константы» должны быть связаны с «категориями» почвенной влаги и с подвижностью последней. Эти «константы» обычно соответствуют максимальному возможному содержанию той или иной «категории» влаги в почве. Из всего сказанного выше вытекает известная условность, приближенность и этих «констант», ибо при возрастающей, например, влажности почвы, прежде чем закончится накопление влаги одной категории, уже начинается накопление влаги другой категории. Это происходит вследствие того, что почва обычно является гетерогенной, полидисперсной системой, многие свойства которой меняются на протяжении весьма малых расстояний. Поэтому, между прочим, когда мы говорим об объемах почвы «достаточно малых для того, чтобы их считать однородными», то эту однородность следует понимать как м а к р о с к о п и ч е с к у ю. На самом же деле даже весьма малый объем почвы является физически и, в частности, энергетически неоднородным. Но эта неоднородность имеет микроскопический характер и выражается в более или менее закономерном ритмическом изменении в пространстве некоторых свойств, причем эти изменения совершаются в определенных пределах, зависящих от гранулометрического состава почвы, ее сложения, минералогического состава, структуры и т. д. В указанном макроскопическом смысле мы можем считать более или менее однородными отдельные почвенные генетические горизонты. Наоборот, два различных генетических горизонта, как правило, макроскопически неодинаковы.

Наконец, следует помнить, что всякие «константы», как и любые свойства данной почвы, не являются чем-то действительно неизменным, константным. Они неизбежно меняются во времени, в процессе эволюции почвы. Однако темп их изменений в большинстве случаев — в естественных, не обрабатываемых человеком почвах — весьма медленный, в силу чего эти «константы» мы можем считать практически постоянными. Наоборот, в почвах обрабатываемых, особенно в их пахотных горизонтах, некоторые из этих «констант» могут довольно сильно изменяться в сравнительно короткие промежутки времени и их изменение в ту или иную сторону часто и является одной из задач обработки или мелиорации почвы.

Четвертой задачей почвенной гидрологии является изучение взаимоотношений между почвенной влагой и растениями.

Перейдем к выяснению вопроса о том, под влиянием каких же именно сил находится и передвигается в почве поступающая в нее влага. Рассмотрим этот вопрос отдельно для жидкой и парообразной[1] влаги, причем сделаем это сейчас в самой краткой, общей форме, с тем чтобы более подробно действие каждой силы рассмотреть ниже, в соответствующих разделах работы.

Жидкая влага, попадая на поверхность почвы, обычно в виде атмосферных осадков, прежде всего испытывает на себе действие с и л ы

[1] Мы будем применять термин «парообразный», а не «газообразный» ввиду того, что влага в газообразной фазе в почве всегда является именно паром, т. е. находится при температуре более низкой (и при этом значительно более низкой), чем критическая температура воды (374°), и может быть ожижена при любой из температур, фактически наблюдающихся в почве. Поскольку же влага в почве находится также всегда при температуре более низкой, чем температура кипения воды (при наблюдающихся на поверхности земного шара величинах атмосферного давления), то это ожижение может быть достигнуто к тому же и без повышения давления. Иными словами, в почве всегда имеются условия, при которых могут сосуществовать жидкая или твердая влага и ее пар — последний при любом парциальном давлении, не превышающем той величины, при которой пар насыщает пространство. Под газом же принято понимать вещество в газообразной фазе, находящееся при температуре выше критической.

тяжести, которая заставляет жидкую воду просачиваться в почвенные поры, а в случае достаточно интенсивного поступления влаги на поверхность почвы, когда скорость этого поступления превышает скорость просачивания в почву, заставляет жидкую воду стекать по поверхности почвы по направлению существующего уклона.

Вода, просочившаяся в почву, также продолжает стремиться передвигаться вниз. Однако возможность осуществления этого нисходящего передвижения в толще почвы будет зависеть от влияния и других сил.

Влага, поступившая в почву, начинает сейчас же испытывать на себе действие совсем иных сил, которые могут быть объединены под общим наименованием сорбционных сил. Это — силы взаимного притяжения между молекулами воды, с одной стороны, и молекулами и ионами, образующими поверхностные слои почвенных частичек,— с другой. Поскольку молекулы воды подвижны, а молекулы и большая часть ионов, входящих в состав поверхностных молекул почвенных частичек,— неподвижны, постольку взаимное притяжение между молекулами воды и молекулами и ионами поверхностных слоев почвенных частичек мы воспринимаем как одностороннее притяжение молекул воды к почвенным частичкам. К этой же категории сил должны быть отнесены и силы притяжения, возникающие между молекулами воды и теми ионами (обычно катионами) из числа слагающих поверхностные слои почвенных частичек, которые способны в присутствии воды отделяться от поверхности почвенных частичек и диссоциировать в окружающую эти частички воду (явление гидратации и диссоциации ионов); мы называем их обменными ионами.

Далее должны быть указаны силы взаимного притяжения, существующие между самими молекулами воды. Эти силы достаточно велики, но молекулы воды, находящиеся внутри некоторого объема последней, испытывают в среднем одинаковое притяжение со стороны окружающих их молекул, вследствие чего средняя равнодействующая этих сил равна нулю; молекулы же воды, находящиеся в поверхностном слое некоторого объема последней, испытывают одностороннее притяжение, направленное внутрь объема по нормали к поверхности воды.

В том случае, если поверхность воды отграничивает ее от какой-либо газообразной фазы, эти силы достигают значительной величины, создавая так называемое поверхностное давление. Его величина зависит от формы поверхности, причем под вогнутой поверхностью оно меньше, чем под плоской, а под последней меньше, чем под выпуклой, меняясь, таким образом, в зависимости от знака и абсолютной величины радиуса кривизны. Эти силы поверхностного давления в дальнейшем мы будем называть капиллярными, или мениковыми.

Далее должны быть упомянуты так называемые осмотические силы, приводящие к передвижению влаги, называемому диффузией. Если мы имеем два раствора одного и того же вещества разной концентрации или различных веществ разных концентраций и если эти растворы соприкасаются, то все входящие в их состав молекулы и ионы — в том числе и молекулы растворителя — начинают передвигаться от мест, где концентрация одного вида ионов или молекул больше, к местам, где эта концентрация меньше. Такое передвижение и называется диффузией. Причиной его является, во-первых, взаимное притяжение между молекулами растворителя, с одной стороны, и молекулами или ионами растворенного вещества — с другой, а во-вторых, хаотическое тепловое движение молекул и ионов, составляющих раствор, и их стремление достичь наиболее равномерного состояния. Последнее же будет характеризоваться одинаковой концентрацией частиц каждого данного сорта во всех частях

всего объема раствора. В почвах в явлениях диффузии могут принимать участие, кроме молекул растворителя (воды), молекулы и ионы растворимых солей, встречающихся в почвах, а равно и — в ограниченных размерах и в ограниченном пространстве — обменные ионы.

Все перечисленные до сего времени силы, действующие на жидкую влагу, находящуюся в почве, были связаны со свойствами молекул либо самой воды, либо почвенных частичек. Но в почве есть еще одна сила, которая по своим размерам может достигать весьма больших величин.

Этой силой является *сосущая сила корневых систем растений*, произрастающих на данной почве. Под влиянием этой силы влага выводится из почвы, поступая сначала в растения, а затем почти целиком (за исключением ничтожной доли, расходуемой на синтез живого вещества и возвращающейся обратно в почву вместе с органическими остатками) — в атмосферу.

Таковы те силы, которые управляют передвижением жидкой влаги в почве.

Поведение влаги в парообразной форме менее сложное. Влияние силы тяжести мы в этом случае можем, повидимому, не принимать во внимание, ибо в пределах почвенных слоев, мощность которых измеряется величинами от нескольких метров до нескольких десятков метров, сила земного тяготения может считаться постоянной и определяемое ею давление воздуха, а также содержащегося в нем водяного пара в пределах этой толщи при прочих равных условиях является одинаковым.

Молекулы воды, попадающие в почву в парообразном состоянии, также могут подвергаться воздействию сил взаимного притяжения, возникающих между ними и молекулами поверхностных слоев почвенных частиц, т. е. сорбционных сил.

Исключительно большое значение для передвижения водяного пара имеет диффузия, т. е. опять-таки хаотическое тепловое движение молекул водяного пара, в результате которого они стремятся распространиться возможно более равномерно во всем данном объеме. Передвижение водяного пара в этом случае совершается от мест с большей его концентрацией (упругостью) к местам с меньшей концентрацией (упругостью).

Известное значение для передвижения водяного пара в почве может иметь тепловое расширение почвенного воздуха и содержащегося в нем водяного пара. Верхние слои почвы в пределах нескольких дециметров испытывают ежесуточные колебания температуры, амплитуда которых может доходить до нескольких десятков градусов. Естественно, что эти ритмические изменения температуры не могут не вызывать ритмических же расширений и сжатий почвенного воздуха и содержащегося в нем водяного пара, а следовательно, и соответствующих передвижений водяного пара.

Давление атмосферного воздуха, которое, как известно, также подвержено колебаниям в известных пределах, тоже не может не вызывать передвижения почвенного воздуха и содержащегося в нем водяного пара из почвы в атмосферу или обратного передвижения в почву атмосферного воздуха.

Сюда же следует отнести и силы аэродинамического порядка, возникающие при действии ветра на поверхность почвы и усиливающие газообмен между почвой и атмосферой.

Такова общая картина сил, от которых зависит поведение влаги в почве. Уже из этого весьма краткого обзора не трудно видеть, что эти силы весьма разнообразны как по своей природе, так и по своим величинам. Их сочетания также могут быть весьма разнообразными и сложными. А если мы учтем, что природа этих сил и управляющие их проявлениями законы изучены еще недостаточно, то стоящая перед нами задача — разо-

браться в их сложном взаимодействии в почве — представится нам в достаточной мере не легкой. Однако решить эту задачу с известным приближением все же можно, и это составит содержание следующих глав настоящей книги.

Но прежде чем перейти непосредственно к этим вопросам, мы считаем целесообразным предпослать им изложение некоторых общих сведений о почвенной порозности и о воде и некоторых свойствах последней. Это позволит нам в дальнейшем на этих вопросах не останавливаться и заниматься вопросами, относящимися уже собственно к почвенной влаге.

ПЕРЕЧЕНЬ СОКРАЩЕНИЙ, ПРИНЯТЫХ В НАСТОЯЩЕЙ КНИГЕ

УВ — удельный вес твердой части почвы. Величина отвлеченная.

ОВ — объемный вес почвы. Синоним: удельный вес скелета почвы. Выражается в граммах на 1 $см^3$ почвы.

П — порозность. Суммарный объем почвенных пор, выраженный в процентах от общего объема почвы. Синоним: общая скважность.

МГ — максимальная гигроскопичность. Наибольшее количество влаги, которое почва может сорбировать (поглотить) из воздуха, почти насыщенного водяным паром. Чаще всего определяется над 10%-ным раствором серной кислоты при относительной упругости водяного пара, равной 94%. Выражается в процентах от веса сухой почвы (см. стр. 60).

ММВ — максимальная молекулярная влагоемкость. Понятие, введенное Лебедевым. Наибольшее количество воды, которое может быть удержано в почве силами молекулярного притяжения. Выражается в процентах от веса сухой почвы. Методы определения этой величины, предложенные Лебедевым (метод центрифуги, метод высоких колонн и метод пленочного равновесия), в большинстве случаев не обеспечивают определения данной величины в соответствии с относящимся к ней понятием, в силу чего величина ММВ является условной (см. стр. 110).

МАВ — максимальная адсорбционная влагоемкость. Наибольшее количество прочно связанной воды, которое может содержаться в почве, удерживаясь силами адсорбции. В теоретическом смысле является синонимом ММВ, но определяется совершенно иными методами, значительно лучше обеспечивающими соответствие определяемой величины теоретическому понятию. Выражается в процентах от веса сухой почвы (см. стр. 123).

ПВ — полная влагоемкость. Наибольшее количество влаги, которое может содержаться в почве при условии полного заполнения всех пустот и пор. Синонимы: полная водовместимость и наибольшая влагоемкость. Выражается в процентах от веса сухой почвы (см. стр. 224).

НВ — наименьшая влагоемкость. Наибольшее количество подвешенной воды, которое может содержаться в почве. Синонимы: «полевая влагоемкость», «абсолютная влагоемкость» (Тюремнов), «предельная полевая влагоемкость» (Уласевич), «капиллярная влагоемкость, соответствующая влаге капиллярно подвешенной» (Качинский) (см. стр. 200). В зависимости от гранулометрического состава почвы или грунта и, следовательно, природы сил, удерживающих подвешенную влагу, можно различать:

$НВ_{ст}$ — наибольшее количество стыковой влаги, которое может удерживаться почвой. Выражается в процентах от веса сухой почвы (см. стр. 204);

$НВ_{пп}$ — наибольшее количество пленочно подвешенной влаги, которое может удерживаться в почве. Выражается в процентах от веса сухой почвы (см. стр. 263).

ВРК — влажность разрыва капилляров. Влажность, при которой подвешенная влага в процессе своего испарения теряет сплошность и перестает передвигаться к испаряющей поверхности. Выражается в процентах от веса сухой почвы (см. стр. 248).

КВ — капиллярная влагоемкость. Наибольшее количество капиллярно подпертой влаги, которое может содержаться в почве. Величина переменная, зависящая от высоты слоя, для которого она определяется, над уровнем свободной воды. Выражается в процентах от веса сухой почвы (см. стр. 325).

ВЗ — влажность устойчивого завядания. Влажность, при которой растения начинают обнаруживать признаки завядания, не исчезающие при помещении растения в атмосферу, насыщенную водяным паром. Синоним: коэффициент завядания. Выражается в процентах от веса сухой почвы (см. стр. 375).

КрВ — критическая влажность. Влажность почвы, при переходе через которую от более высоких величин влажности к более низким резко ухудшается снабжение растений влагой. Определяется по прекращению «плача» растений. Возможно, соответствует величине ВРК. Выражается в процентах от веса сухой почвы (см. стр. 378). Эту величину можно также назвать влажностью замедления роста растений.

ТК — транспирационный коэффициент. Отношение количества воды, транспирированной растением за тот или иной промежуток времени, к приросту сухого вещества за тот же промежуток. Практически чаще всего определяется отношение количества транспирированной влаги к приросту не всего сухого вещества, а лишь надземной части. Величина относительная (см. стр. 357).

ВУС — водоудерживающая способность. Наибольшее количество воды, которое почва может удержать в себе при данных условиях, независимо от того, к какой категории относится удерживаемая влага: стыковой, пленочно подвешенной или капиллярно подпертой. Синонимы: полевая влагоемкость (Долгов, 1948а), влагоемкость общая (Качинский, 1947), предельная влагоемкость (Розов, 1936).

Глава I

ПОРОЗНОСТЬ ПОЧВЫ

Почва, как известно, представляет собой дисперсное тело, т. е. она состоит из большого числа частичек разного размера, по большей части мелких и весьма мелких. Следствием этого является тот хорошо известный факт, что почва представляет собой тело пористое, т. е. что она пронизана во всех направлениях большим числом сообщающихся между собой промежутков между частицами. Именно в этих промежутках — порах — и скопляется та влага, которая поступает тем или иным путем в почву.

Благодаря тому, что почвенные поры имеют в большинстве весьма малые размеры, поведение воды, поступившей в них, отличается рядом особенностей. Для того, чтобы эти особенности были понятны, мы прежде всего должны охарактеризовать порозность почвы. Нужно признать, что в этом отношении до сего времени сделано не так много и наши сведения о форме, размерах и свойствах порового пространства, т. е. общей совокупности пор, довольно скудны.

Наиболее легко определяется величина общей порозности почвы, т. е. суммарный объем всех пор. Общеизвестным приемом для этого является определение объемного веса почвы и ее удельного веса. Обозначив первый через ОВ (г/см^3), второй через УВ, а через П — искомую порозность, вычисляем ее величину из формулы:

$$П = \left(1 - \frac{ОВ}{УВ}\right) 100,$$

причем П выражается в процентах от общего объема почвы.

Необходимо отметить, что, как мы увидим ниже, удельный вес почвы — при обычном пикнометрическом методе его определения — с применением воды в качестве вытесняемой жидкости — получается с ошибкой в сторону преувеличения, вследствие чего и величина порозности определяется тоже с положительной ошибкой. Примеры подобных ошибок мы приведем ниже, в главе IV.

Величина порозности в разных почвах и в разных горизонтах одной и той же почвы варьирует в общем в довольно широких пределах — примерно от 25 и до 80% в минеральных почвах. В чисто органогенных горизонтах, например в торфах и лесных подстилках, она может превышать 90%. В верхних, гумусовых, горизонтах минеральных почв величина

Таблица 1

Изменение величины порозности по профилю почв разного типа

Наименование почвы	Морфологический горизонт	Глубина в см	Общая порозность в % от объема
Лесная среднеподзолистая почва на легком покровном суглинке (данные Васильева, 1950)	A_0	0—4	95
	A_1	4—9	73
		9—16	59
	A_2	16—25	49
	A_2B	25—35	45
		35—45	43
	B	45—55	43
	BC	55—65	41
	C	65—75	40
Пахотная дерново-среднеподзолистая почва на легком покровном суглинке (данные Васильева, 1950)	$A_1 + A_2$	0—5	66
		5—18	66
	$A_2(+A_1)$	18—25	51
	A_2	30—40	47
	A_2B	40—50	44
	B	50—60	43
	BC	60—70	40
	C	70—80	40
Лесная дерново-среднеподзолистая почва на тяжелом покровном суглинке (данные Васильева)	A_0	0—1	94
	A_1	1—4	78
		5—10	56
		10—18	50
	A_2	20—30	49
	A_2B	30—40	47
		40—50	47
		50—60	49
		60—70	47
	B	70—80	46
		80—90	45
		90—100	44
		100—110	44
	C	110—120	44
Южный глинистый чернозем (данные Польского)	A	0—4	62
		10—14	59
		18—22	52
		22—26	52
		30—34	51
		46—50	47
	$B_к$	56—60	44
		78—80	43
		96—100	40
	BC	146—150	44
		196—200	45

Таблица 1 (продолжение)

Наименование почвы	Морфологический горизонт	Глубина в см	Общая порозность в % от объема
Вторичный подзол на лессовидном суглинке. Казанская областная с.-х. опытная станция (Лебедев и Баукова, 1930)	A_1	0—15	46—51
	A_2	15—25	42
	B	25—90	42—44
	C	До 230	44—49
Подзол на покровном суглинке. Смоленская область (Лебедев и Баукова)	A_1	0—20	46—59
	A_2	20—30	47
	B	30—100	41—48
Серая почва на лессе. БССР (Лебедев и Баукова)	A_1	0—15	51—52
	A_2	25—35	42—45
	B	35—155	42—48
	C	155—175	47—48
Слабоподзолистая почва на валунном суглинке. Ленинградская область (Лебедев и Баукова)	A_1	0—20	51
	A_2	20—30	39
	B	30—50	36—40
Обыкновенный чернозем. Каменная степь (Лебедев и Баукова)	A	0—30	53—56
	B	30—80	46—53
	C	80—200	39—41
Западно-предкавказский мощный чернозем. Окрестности Краснодара (Лебедев и Баукова)	A	0—100	48—62
	B	100—160	47—48
	C	160—300	42—47
Средний кротовинный чернозем Безенчукской станции (Лебедев и Баукова)	A	0—60	55—59
		60—80	47—52
		80—150	38—45

порозности бывает обычно повышенной за счет хорошо выраженной структуры, наличия ходов корней, ходов роющих животных и насекомых, и т. д. Книзу порозность уменьшается, доходя до 40—45% в глинистых и суглинистых неоглеенных породах и до 35—40% в песчаных. В оглеенных суглинистых и глинистых породах она уменьшается, как мы покажем ниже, до 25—30%.

Для иллюстрации сказанного мы приводим в табл. 1 несколько примеров изменения порозности по профилю почвы.

Из этой таблицы мы видим, что величины порозности и в глубоких горизонтах в громадном большинстве случаев превышают 40%, что и подтверждает сказанное выше.

Однако мы не можем удовлетвориться одной только суммарной количественной характеристикой почвенной порозности. Нас неизбежно интересует и качественная сторона вопроса, как, например, размер пор, их форма и т. д. В этом отношении единственное, что может быть установлено путем простого наблюдения, сводится к тому, что размер пор тем больше, чем грубее механический состав, т. е. чем крупнее частицы, из которых состоит почва. Однако такой элементарный вывод тоже не может нас удовлетворить. Поэтому естественно, что исследователи уже с давних пор старались охарактеризовать порозность почв более подробно.

В поисках такой характеристики наметились два пути. Одни исследователи пошли путем подбора подходящих простых моделей, которые могли бы заменить такую сложную систему, как почва. Другие занялись непосредственным изучением последней. Мы познакомимся с важнейшими результатами, достигнутыми обоими этими путями.

При изучении законов движения подземных вод в грунтах удачные результаты были получены Слихтером, который в качестве модели пользовался «идеальным грунтом». Этот прием был подхвачен некоторыми зарубежными почвоведами, и при изучении поведения влаги в порах почвы была использована модель, называемая «идеальной почвой». Эта модель изучалась Хайнесом (Haines, 1925, 1927), Фишером (Fischer, 1926, 1928), Вильсдоном (Wilsdon, 1924), Кином (Keen, 1924), Смитом (Smith, 1931, 1932, 1933а, 1933б,), Даллавалле (Dallavalle, 1943), Фразером (Fraser, 1935) и др.

«Идеальной почвой» принято называть сыпучее тело, состоящее из сферических частиц одинакового диаметра. Не трудно понять, что эта модель весьма далека от реальной почвы. Поэтому обширный математический анализ явлений, связанных с поведением воды в такой идеальной системе, который мы находим у упомянутых выше авторов, нам представляется в большей своей части довольно бесцельным. Его бесцельность (с точки зрения почвоведения) определяется тем, что, во-первых, форма частиц почвы далека от шарообразной, особенно в почвах суглинистого механического состава, в которых мы находим большое число пластинчатых кристаллов глинных минералов; во-вторых, размер частиц, из которых состоит почва, также весьма разнообразен и лишь очень немногие почвы — чаще грунты, чем почвы, — песчаного механического состава имеют тенденцию приближаться к монодисперсным системам; в-третьих, в почвах и породах, как известно, широко распространено явление аггрегатообразования; в-четвертых, свойства поверхностей почвенных частиц зависят от состава и строения последних и, как известно, также весьма разнообразны.

Поэтому мы не будем излагать здесь соответствующих математических выкладок полностью[1] и ограничимся лишь некоторыми элементарными сведениями, которые могут оказаться полезными в дальнейшем.

Шарообразные частицы из которых состоит «идеальная почва», могут быть различно расположены по отношению друг к другу. Существует два главных случая их взаимного расположения, изображенные на рис. 1. Случай *а* соответствует наиболее рыхлому расположению частиц, когда центры шаров располагаются по углам кубической пространственной решетки. Этот случай мы и будем называть кубическим расположением. При этом каждая частица соприкасается с шестью другими частицами. Порозность системы при такой упаковке частиц равняется, как это не трудно вывести из элементарных геометрических соотношений, 47,64% от общего объема системы. Соответственно, объем твердой части составляет 52,36%. Каждая элементарная пора имеет форму октаэдра с вогнутыми сферическими гранями. Радиус наиболее узких проходов, соединяющих соседние поры между собой, измеряемый радиусом круга r, вписанного между четырьмя соседними частицами (рис. 2), равен

$$r = 0{,}41\,R,$$

где R есть радиус частицы.

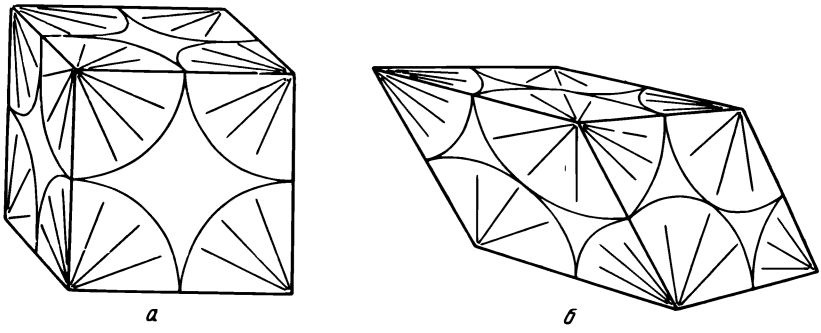
[1] Интересующиеся этим вопросом могут ознакомиться с ним по подлинным работам, указанным выше, а также по книге Кина «Физические свойства почв» (1931), вышедшей в русском переводе, и по переводам, к сожалению очень плохим, нескольких статей Хайнеса и Фишера, имеющимся в сборнике «Водные свойства почвы» (Сельхозгиз, 1937).

Радиус же самой поры, измеряемый радиусом r_2 шара, вписанного между восемью соприкасающимися шарообразными частицами, равен

$$r_2 = 0{,}73\,R.$$

Объем октаэдрической поры равен $3{,}82\,R^3$.

Второй случай (рис. 1, *б*) соответствует наиболее плотной упаковке частиц. В этом случае частицы расположены по отношению друг к другу



а *б*

Рис. 1. Шарообразные частицы в кубической (*а*) и гексагональной (*б*) упаковке.

так, что их центры оказываются в углах равностороннего тетраэдра. Такая упаковка называется гексагональной. При этом каждая частица соприкасается с двенадцатью соседними частицами. Порозность системы при такой упаковке равняется 25,95%. Соответственно объем твердой части равен 74,05%. Элементарные поры в этом случае имеют двоякую форму: тетраэдрическую и ромбоэдрическую, с вогнутыми, конечно, сферическими, гранями. Возникновение и расположение пор этих двух форм показаны на рис. 3, который особых пояснений не требует. Число тетраэдрических пор, обозначенных на рис. 3 через T, в 2 раза превышает число ромбоэдрических, обозначенных буквой R.

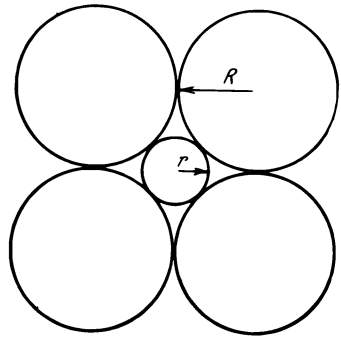


Рис. 2. Соприкосновение четырех шарообразных частиц при кубической упаковке.

Поровое пространство между частицами приобретает очень сложное очертание. На рис. 4 изображен слепок этого пространства. Радиус наиболее узких проходов, соединяющих между собой соседние поры, измеряемый радиусом круга, вписанного между тремя соседними частицами (рис. 5), при гексагональной упаковке равен 0,155 R, где R есть радиус частиц.

Радиусы же шаров, вписанных в тетраэдрическую и ромбоэдрическую поры, т. е. поперечники последних в наиболее широкой их части, равны:

для поры тетраэдрической	$0{,}288\,R$,
для поры ромбоэдрической	$0{,}414\,R$,

где R есть опять-таки радиус частицы.

Объемы этих пор равны:

тетраэдрической	$0{,}21\ R^3$,
ромбоэдрической	$1{,}05\ R^3$.

Доля объема, которая приходится на поры тетраэдрические, равна $2 \times 3{,}68 = 7{,}36\%$, а на поры ромбоэдрические — 18,58% из общей

суммы, равной 25,94% от объема всей системы. Следовательно, 28,40% от всей порозности приходится на поры тетраэдрические и 71,60% — на поры ромбоэдрические.

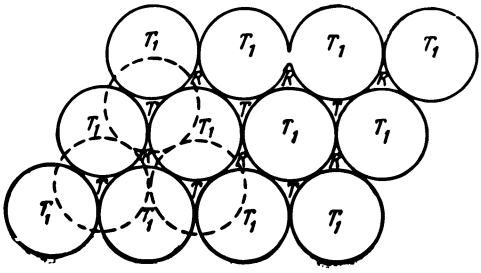


Рис. 3. Расположение ромбоэдрических (R) и тетраэдрических (T) пор при гексагональной упаковке.

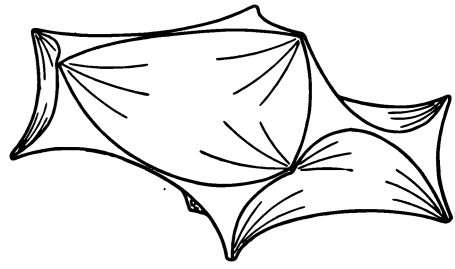


Рис 4. Слепок порового пространства при гексагональной упаковке.

Наиболее существенный вывод, вытекающий из рассмотрения геометрии пор в «идеальной почве», в общем отвечающий и свойствам природных почв, заключается в том, что, как можно было видеть из всех приведенных цифр, почвенная порозность представляет собой совокупность пустот различной формы и различного размера, соединяющихся между собой в разных направлениях проходами более узкими, нежели поперечник самих пустот. Таким образом, характерной чертой почвенной порозности является ритмическая изменчивость в пространстве поперечника почвенных пор, осуществляющаяся на весьма малых расстояниях. Иными словами, почвенную порозность мы можем представлять себе в виде пространственной трехмерной сетки, состоящей как бы из узелков (пор) различной формы и различного размера, соединенных друг с другом перетяжками (более узкими проходами между порами). При сопоставлении «идеальной почвы» с почвами природными приходится прежде всего отметить, что в отношении формы пор это сравнение пока неосуществимо, так как о форме пор в природных почвах мы не знаем почти ничего. Представляется вероятным, что в почвах и грунтах грубого механического состава — песчаного, гравийного, особенно при условии окатанности отдельных частиц — поры по своей форме могут приближаться к порам «идеальной почвы». В почвах же и грунтах более тяжелого механического состава — суглинистых и глинистых, в которых содержится большее или меньшее количество частиц глинных минералов, обладающих пластинчатой формой, форма пор должна очень резко отличаться от формы пор «идеальной почвы». Что же касается величины порозности, то из сопоставления величин порозности природных почв и «идеальной почвы» можно извлечь некоторые интересные выводы.

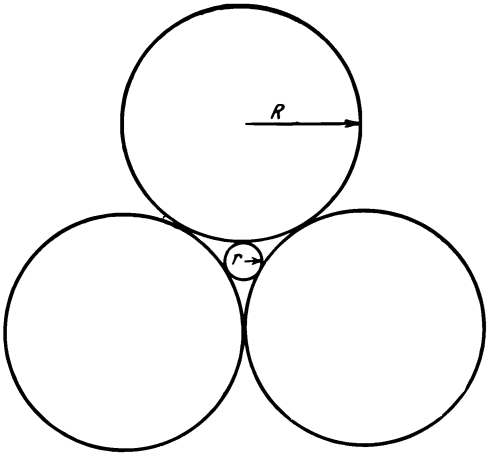


Рис. 5. Соприкосновение трех частиц при гексагональной упаковке.

Обращаясь прежде всего к верхним, гумусовым горизонтам различных почв, мы должны отметить, что их порозность почти всегда значитель-

но выше, чем максимальная величина порозности «идеальной почвы», которая наблюдается при кубической упаковке частиц в последней (47,64%). Доказательство этому мы можем найти в табл. 2, в которой приведены величины порозности верхних горизонтов нескольких почв.

Таблица 2

Порозность гумусовых горизонтов некоторых почв

Наименование почвы	Горизонт	Глубина в см	Порозность в %	Автор
Подзолистая суглинистая почва	A_1	0—5	52	Лебедев и Баукова (1930)
Подзолистая суглинистая целинная почва	A_1	5—10	59	То же
Подзолистая суглинистая пахотная почва	A_1	0—5	52	»
Сильноподзолистая серая суглинистая почва. Лес	A_1	0—5	52	»
Перегнойно-подзолистая глеевая песчаная пахотная почва	A_1	0—5	53	»
Слабоподзолистая песчаная пахотная почва	A_1	0—5	45	»
Перегнойно-подзолисто-глеевая почва	A_1 (оторф.)	0—5	78	»
	A_1	5—10	63	»
Обыкновенный чернозем	A	0—30	От 56 до 53	»
Обыкновенный чернозем	A_1	0—50	От 56 до 52	»
Западно-предкавказский мощный глинистый чернозем	A_1	0—50	От 62 до 50	»
Средний кротовинный чернозем суглинистый	A	0—25	От 59 до 56	»
Слитой выщелоченный чернозем «подин»	A_1	0—20	От 61 до 57	»
Серый лесной суглинок суглинистый	A	0—30	От 61 до 50	»
Глубокостолбчатый черноземный солонец	A_1	0—12	55	»
Серозем типичный УзССР:				
целина	A_1	0—15	От 55 до 57	Горбунов (1942)
пашня	A	0—10	62	
Темнокаштановая глинистая почва	A	0—23	53	Усов (1948)
Светлокаштановая глинистая почва	A	0—18	52	То же

Из этих цифр мы видим, что порозность перегнойных горизонтов в почвах самых разных типов по большей части варьирует в пределах 50—60%, т. е., как мы и указали выше, значительно превышает порозность

«идеальной почвы» даже при самой рыхлой — кубической — упаковке частиц. Причины этого мы должны искать, естественно, в том, что именно в гумусовом горизонте, как правило, наиболее отчетливо бывает выражена структура, т. е. аггрегированность почвенных частиц. Совершенно понятно, что когда почва состоит из более или менее крупных комочков, которые в свою очередь состоят тоже из комочков или из элементарных частиц и, следовательно, обладают своей, внутриаггрегатной, порозностью, то общая порозность почвы от этого значительно повышается. Кроме того, в перегнойных горизонтах, более чем в каких-либо других, бывает развита корневая система растений, а также ходы различных мелких роющих животных (дождевых червей, личинок насекомых и т. д.). Эти явления также сильно повышают порозность почвы.

Обратимся теперь к более глубоким горизонтам различных почв. Оказывается, что для почв неоглеенных (к оглеенным мы вернемся несколько ниже) величина порозности нижних горизонтов, а равным образом материнских пород, обычно лежит гораздо ближе к порозности «идеальной почвы» при кубической упаковке (47,64%), нежели при гексагональной (25,95%), иногда превышая даже первую из этих величин. Для иллюстрации этого обратимся снова к табл. 1, в которой приведены величины общей порозности почвенных горизонтов и различных материнских пород для почв различных типов.

Этот факт на первый взгляд кажется довольно парадоксальным, так как очень трудно понять, почему наносы, по большей части водного происхождения, нижние слои которых испытывают к тому же немалое давление со стороны слоев, лежащих выше, и на которые не распространяется оструктуривающее влияние корней, имеют максимально возможную рыхлую упаковку. Гораздо, казалось бы, вероятнее ожидать встретить упаковку наиболее плотную, т. е. приближающуюся к гексагональной.

Однако этот кажущийся парадокс разрешается, повидимому, довольно просто. Все эти неоглеенные суглинистые грунты, особенно лессовидные, и нижние горизонты почв, обладают микроструктурой. Они состоят из мелких аггрегатов, диаметр которых обычно измеряется величинами порядка сотых долей миллиметра. В соответствии с этим и в указанных почвенных горизонтах и в грунтах имеется по меньшей мере две системы пор: поры межаггрегатные и поры внутриаггрегатные. На это указывают, например, прямые микроскопические наблюдения Астапова (1940), который, при сравнительном изучении бобриковского (непросадочного) и вахшского (просадочного) лессов, мог констатировать, что в то время как первый представлял собой плотную массу, второй был рыхлым и состоял из аггрегатов 0,06—0,15 мм в поперечнике, отделенных друг от друга порами с диаметром 0,05—0,10 мм, причем и сами аггрегаты были пористыми.

Можно допустить, учитывая обычно водное происхождение многих из этих наносов и залегание их под давлением лежащих выше слоев, что и упаковка элементарных частиц в аггрегатах и упаковка самих аггрегатов в породе должны приближаться к максимально плотной, т. е. к характеризующейся порозностью, равной 25,9%. Спрашивается: какова же будет в таком случае общая порозность грунта? Допустим, что он нацело состоит из аггрегатов, т. е. что свободных элементарных частиц в нем не имеется. Выражая порозность в процентах от объема и обозначив через $П_м$ порозность межаггрегатную, через $П_в$ порозность внутриаггрегатную (в процентах объема аггрегатов), мы найдем, что общая порозность $П_о$ будет, очевидно, равна:

$$П_о = П_м + (100 - П_м)\frac{П_в}{100} = П_м + П_в - \frac{П_м П_в}{100}.$$

Полагая

$$П_м = П_в = 25{,}9\%,$$

находим, что

$$П_о = 45{,}1\%.$$

При этом на порозность межаггрегатную будет приходится около 60% от общей порозности, а на порозность внутриаггрегатную — около 40%.

Таким образом, парадоксальная близость общей порозности к величине порозности при кубической упаковке оказывается совершенно случайной. На самом деле эта величина (45,1%) может быть обусловлена микроструктурой почвенных горизонтов и грунтов и их двоякой (межаггрегатной и внутриаггрегатной) порозностью, причем упаковка и элементарных частиц в аггрегатах и самих аггрегатов может быть достаточно близкой к наиболее плотной, т. е. гексагональной.

Некоторый фактический материал, подтверждающий правильность наших расчетов, мы находим в работе Рыжова (1937). Определяя внутриаггрегатную порозность лессовидного суглинка и хвалынской глины, этот исследователь нашел величины, варьирующие между 27 и 30%, т. е. весьма близкие к теоретической величине при гексагональной упаковке, равной 25,9%.

Тюлин и Скляр (1937), изучая порозность приазовского чернозема, нашли, что межаггрегатная порозность равна 22%. Авторы считают, что вследствие методических погрешностей эта величина является скорее преуменьшенной, но все же она достаточно близка к величине порозности идеальной почвы при гексагональной упаковке, что опять-таки подтверждает правильность допущений, положенных в основу наших расчетов.

Так как грунты и нижние горизонты почв далеко не всегда нацело состоят из аггрегатов, а в их строении могут принимать участие и отдельные, не входящие в состав аггрегатов элементарные частицы, лишенные внутренней пористости, то и величина порозности может быть меньше теоретически выведенной величины, равной 45%. Наоборот, в тех случаях, когда упаковка элементарных частиц в аггрегатах и упаковка самих аггрегатов не являются максимально плотными, порозность может быть и больше теоретически выведенной величины, равной 45%. Однако поскольку, как мы видели, величина порозности грунтов чаще всего измеряется величинами, весьма близкими к 45%, постольку мы вправе думать, что, во-первых, подавляющая часть частиц аггрегирована, а во-вторых, что упаковка в обоих случаях близка к наиболее плотной.

Однако межаггрегатная порозность может достигать указанных величин лишь в тех случаях, когда порода представляет собой нанос, который образовался путем отложения готовых уже аггрегатов. В почвах межаггрегатная порозность может возникать и иначе — путем растрескивания, распада ранее образовавшихся почвенных комков. В этих случаях величина межаггрегатной порозности может быть значительно меньше и сильно изменяться во времени в зависимости от влажности почвы.

Межаггрегатная порозность может обусловливаться также иными причинами. Хорошо известно, например, что лессовые и лессовидные грунты пронизаны относительно крупными порами — канальцами, диаметр которых может достигать десятых долей миллиметра. Происхождение этих канальцев одни исследователи связывают с былым воздействием корней, другие — с выделением пузырьков CO_2 и т. д. Добровольский (1936), называя порозность, создаваемую этими канальцами, вторичной, указывает на то, что по его определениям величина вторичной порозности может достигать 0,2—0,5 от величины общей порозности (стр. 95).

Именно уничтожением или уменьшением вторичной порозности Добровольский объясняет просадочные явления (стр. 88).

Токарь (1937) также отмечает, что лессовидные грунты обладают «... видимыми на глаз трубчатыми пустотами, пронизывающими их преимущественно в вертикальном направлении (макропористость)». Он вводит представление о «коэффициенте макропористости», который представляет собой отношение коэффициента пористости грунта, подвергнутого определенному давлению после смачивания, к коэффициенту пористости того же грунта, но при естественном состоянии структуры и влажности. Поясним, что под коэффициентом пористости в грунтоведении принято понимать отношение объема пор к объему твердых частиц (Цытович, 1940, стр. 27), т. е. если мы обозначим через П величину порозности грунта в процентах от его объема, а через $K_{\text{п}}$ — коэффициент пористости, то эти две величины могут быть связаны следующим уравнением:

$$K_{\text{п}} = \frac{\text{П}}{100 - \text{П}} .$$

Из величин коэффициента макропористости, найденных Токарем, можно вычислить объем макропор. Для одного из изученных им разрезов получаем следующие величины (табл. 3):

Таблица 3

Некоторые физические свойства почвы, величины коэффициента макропористости и величина макропористости

(по данным Токаря, 1937)

Почвы	Объемный вес в г/см³	Порозность естественного грунта в %	Коэффициент макропористости	Макропористость	
				в % от объема породы	в % от общей порозности
Лесс 1-го горизонта	1,61	51,0	0,77	11,7	22,9
Лессовидный суглинок 2-го горизонта	1,68	46,5	0,75	11,6	25,0
Лессовидный коричневый суглинок .	1,88	39,8	1,0	0,0	0,0
Лесс 2-го горизонта	1,76	41,3	0,80	8,2	19,8

Примечания.

1. Цифры последних двух столбцов вычислены нами. — *А. Р.*
2. Коэффициенты макропористости определялись при давлении от 2,75 до 3,85 кг/см².

Некоторый фактический материал, освещающий вопрос о внутриаггрегатной порозности различных грунтов, мы находим в работе Астапова (1944). Этот исследователь определял непосредственно, микроскопически, скорость падения в воде элементарных частиц и аггрегатов с одновременным непосредственным определением их размеров.

Он установил, что скорость падения элементарных частиц почти точно подчиняется формуле Стокса в ее теоретическом виде:

$$v = \frac{2}{9} \frac{d_2 - d_1}{4\eta} gD^2,$$

где v — скорость падения частиц;
d_2 — удельный вес частиц;
d_1 — удельный вес воды;
η — величина вязкости воды при данной температуре;
g — ускорение силы тяжести;
D — диаметр частицы.

Астапов, измеряя под микроскопом истинные скорости падения частиц в воде и их диаметры, нашел, что зависимость между этими величинами соответствует формуле Стокса при условии замены теоретического числового коэффициента, равного $^2/_9 = 0{,}222$, величиной 0,200 — средней, полученной Астаповым из многих определений. Однако отдельные определения давали более сильные отклонения, выражавшиеся в варьировании численного коэффициента от 0,163 до 0,212. Астапов, к сожалению, не говорит, какую величину d_2 (удельного веса частиц) он применял в своих расчетах. Несомненно, что изменчивость численного коэффициента была следствием изменчивости, во-первых, удельного веса частиц, поскольку они различались по своей минералогической природе, а во-вторых — и это, вероятно, главное,— формы частиц, на что указывает и сам исследователь.

Аналогичная работа была проведена Астаповым и с микроаггрегатами размером от 0,001 до 0,1 мм. Он обнаружил, что в этом случае наблюденные скорости значительно отличались от вычисленных по формуле Стокса. Полученные им результаты автор и в этом случае выразил в виде величин численных коэффициентов в формуле Стокса, которыми нужно заменить величину $^2/_9 = 0{,}222$ для того, чтобы наблюдавшиеся величины скоростей оказались бы удовлетворяющими формуле Стокса, при условии, что удельный вес частиц равен 2,7. Оказалось, что эти численные коэффициенты варьировали от 0,052 до 0,195, в среднем составив 0,13. Астапов и предлагает пользоваться этой последней величиной численного коэффициента при микроаггрегатном анализе.

Такой вывод и такой способ выражения полученных результатов являются достаточно законными до тех пор, пока речь идет о методике микроаггрегатного анализа. Однако совершенно очевидно, что суть дела заключается не в численном коэффициенте, а в том, что удельный вес аггрегатов, как на это указывает и сам автор, не равен 2,7 — величине удельного веса плотных элементарных частиц, а вследствие пористости аггрегатов он значительно меньше этой величины.

Пользуясь эмпирически установленными величинами численных коэффициентов в формуле Стокса, найденными Астаповым, мы можем найти кажущийся удельный вес аггрегатов, а отсюда — и их порозность. Сделаем этот расчет для двух случаев — для средней величины численного коэффициента, равной 0,13, и для минимальной величины, равной 0,052.

Обозначим через X кажущийся удельный вес аггрегатов. Скорость падения некоторого данного аггрегата может быть выражена двояко:

1) по Астапову, принимая удельный вес аггрегата равным 2,7 и численный коэффициент равным 0,13:

$$v = 0{,}13\,\frac{2{,}7-1}{4\eta}\,gD^2;$$

2) принимая кажущийся удельный вес за X, а численный коэффициент за 0,222:

$$v = 0{,}222\,\frac{X-1}{4\eta}\,gD^2.$$

Поскольку речь идет об одном и том же аггрегате, скорости падения должны быть равны, т. е.

$$0{,}13\,\frac{2{,}7-1}{4\eta}\,gD^2 = 0{,}222\,\frac{X-1}{4\eta}\,gD^2.$$

Сокращая, получаем

$$0{,}13\,(2{,}7 - 1) = 0{,}222\,(X - 1),$$

откуда

$$X = 2.$$

Обозначим теперь через Z то приращение объема, которое должно испытать тело, имеющее удельный вес, равный 2,7, для того, чтобы его удельный вес стал равен 2. Пусть первоначальный объем тела равен W.

Принимая во внимание, что порозность, образующаяся при приращении объема, заполняется водой с удельным весом, равным единице, мы можем написать равенство

$$2{,}7W + Z = 2\,(W + Z),$$

откуда

$$Z = 0{,}7W.$$

Следовательно, порозность аггрегата с кажущимся удельным весом, равным 2, будет равна

$$\text{П} = \frac{0{,}7W}{W + 0{,}7W} \cdot 100 = 41\%.$$

Продолжаем тот же расчет для второго случая — для минимальной из найденных Астаповым величин численного коэффициента в формуле Стокса, равной 0,052. Ведя вычисление совершенно так же, находим:

$$X = 1{,}40; \quad Z = 0{,}93W; \quad \text{П} = 76\%.$$

В последнем случае мы получаем очень большую величину порозности, значительно превышающую даже ту, которая характерна для наиболее рыхлой — кубической упаковки.

Следует думать, что в этом случае и сами аггрегаты в свою очередь состояли из еще более мелких аггрегатов, т. е. мы имеем уже не двоякую, а троякую, трехстепенную, так сказать, порозность. В пользу такого предположения говорит и тот факт, указываемый Астаповым, что численный коэффициент уменьшается (а следовательно, порозность возрастает) с увеличением диаметра аггрегатов.

Такая же закономерность была установлена и Польским (1949). Еще более важными являются результаты его прямых микроскопических наблюдений, при помощи которых он установил, что «...аггрегаты более крупные слагаются из более мелких. Это наблюдается в аггрегатах всех размеров, как в индивидуальных, так и в тех, которые являются составляющими какого-либо более крупного аггрегата».

Аналогичные указания мы находим и в работе Владыченского и Лебедевой (1949). Применяя микроскопический метод исследования шлифов, эти авторы установили, что макроаггрегаты горизонта A_1 южного чернозема «...состоят из резко обособленных индивидуальных микроаггрегатов. Это обстоятельство обусловливает высокую порозность макроаггрегата. Микроаггрегаты имеют ясно выраженную зернистую форму. Аггрегаты горизонта B_1 южного чернозема имеют аналогичное строение.

В горизонтах B_2 и C_1 микроаггрегатов не заметно. Макроаггрегат представляет собой плотную массу, пронизанную порами... Макроаггрегат сложен непосредственно из первичных частиц. Микроаггрегаты существуют в нем только потенциально.

Общая порозность макроаггрегатов почти одинакова по профилю, колеблясь около 38%, однако микроскопическая порозность (т. е. наиболее крупные поры, видимые при увеличении в 48 раз. — *А. Р.*)...

имеет максимум в верхних горизонтах и понижается в более глубоко расположенных».

По поводу этих наблюдений Владыченского и Лебедевой можно сделать следующее замечание. «Микроскопическая порозность», наблюдавшаяся ими на шлифах, при увеличении в 48 раз, на самом деле представляет собой совокупность наиболее крупных пор. Более мелкие поры от их наблюдения, несомненно, ускользали как вследствие недостаточно большого увеличения, так и вследствие довольно значительной толщины шлифов. Именно поэтому указанные исследователи и не обнаружили микроаггрегатов и межаггрегатных пор в нижних горизонтах почвы. Вместе с тем их наблюдения весьма правильно, повидимому, отражают тот факт, что более крупных пор в верхних горизонтах значительно больше, чем в нижних.

Порозность резко уменьшается при оглеении, и в этом случае ее величина начинает приближаться к порозности «идеальной почвы» при гексагональной упаковке (25,95%). В табл. 4 мы приводим несколько цифр, которые подтверждают только что сказанное, заимствуя их из книги Лебедева и Бауковой (1930), табл. 4.

Таблица 4

Порозность и объемный вес оглеенных горизонтов нескольких почв

(по данным Лебедева и Бауковой, 1930)

№ разреза	Наименование почв	Горизонт	Глубина в см	Порозность в %	Объемный вес в г/см³
5	Перегнойно-среднеподзолистая глеевая песчаная	D	60—90	32—36	1,7—1,8
7	Подзолисто-глеевая на валунном суглинке	B_g	30—90	30—34	1,8—1,9
10	Перегнойная железисто-глеевая на пылеватой супеси	g	50—90	32—36	1,7—1,8
11	Темносерая (?) с признаками заболачивания	B_g	35—70	27—29	1,9—2,0
12	Перегнойно-подзолисто-глеевая .	B	35—70	25—31	1,8—1,9

Одновременно с уменьшением порозности при оглеении возрастает объемный вес, как это можно видеть из той же таблицы. В то время как нижние горизонты различных почв и материнские породы, при отсутствии оглеения, имеют объемный вес чаще всего порядка 1,5—1,6, в оглеенных горизонтах его величина возрастает до 1,8—2,0.

Уменьшение порозности и увеличение объемного веса согласно указывают на то, что при оглеении происходит уплотнение почвенной или грунтовой массы. Развивая высказанные выше предположения, можно думать, что при оглеении разрушается микроструктура, присущая нижним почвенным горизонтам в неоглеенном состоянии, а следовательно, исчезает и внутриаггрегатная порозность. Элементарные частицы укладываются более плотно, в результате чего и возникает порозность, близкая по своей величине к порозности «идеальной почвы» при гексагональной упаковке. Такое предположение подтверждается тем, что оглеение, как это было показано хотя бы Досмановой (1934), влечет за собой повышение распыленности почвенной массы.

Уменьшение порозности при разрушении микроструктуры очень отчетливо было показано также Кином и Коутсом (Keen and Coutts, 1928). Эти авторы тщательно замешивали почву с водой, готовили из почвенного теста образцы, высушивали их при 105° и определяли их объем. Зная удельный вес, они вычисляли и величину порозности. В 39 изученных образцах различных почв порозность после такой обработки варьировала от 16,5 до 37,5%, в громадном большинстве случаев будучи заключенной в гораздо более узкие рамки — 23—27% и в среднем составив около 26%, т. е. в большинстве случаев порозность приготовленных таким путем образцов оказалась близкой к порозности «идеальной почвы» в гексагональной упаковке. Окисление гумуса перекисью водорода понижало порозность (образцы обрабатывались так же) на 4—5%.

Как мы уже указывали выше, несколькими исследователями было предложено подразделять порозность на внутриаггрегатную и межаггрегатную, что, конечно, является существенным шагом вперед в познании почвенной порозности. Размер межаггрегатных пор, как правило, больше, нежели пор внутриаггрегатных.

Значительно более старым принципом является подразделение порозности на капиллярную и некапиллярную, которое было предложено и усиленно разрабатывалось Дояренко (1924). К этому подразделению мы вернемся ниже, равно как и к новейшим предложениям в этой области Качинского (1947), выдвигающего гораздо более дробное подразделение скважности почв.

Из сказанного выше мы видели, что порозность почв и грунтов в значительной степени зависит от их структуры. Это, понятно, относится к почвам и грунтам суглинистого и глинистого механического состава, так как в грунтах и почвах песчаного механического состава структура обычно отсутствует. Здесь на величину порозности существенное влияние может оказывать механический состав. Песчаные почвы и грунты часто отличаются высокой сортированностью, и размер частиц, из которых состоит почва или грунт, оказывается варьирующим в очень узких пределах, т. е. почва или грунт приближаются к системам монодисперсным. Порозность таких почв и грунтов чаще всего выражается величиной 35—40%. В этих случаях порозность может быть значительно уменьшена, если в данную почву или грунт будут введены частицы такого размера, что они смогут поместиться в порах грунта, т. е. частицы, поперечник которых меньше, чем поперечник пор. Очевидно, что при этом размер пор грунта не изменится, но значительная часть этих пор будет занята вновь введенными мелкими частицами, что и вызовет уменьшение порозности.

В природных условиях такие случаи встречаются, повидимому, довольно редко вследствие того, что песчаные и супесчаные грунты обладают, как уже было указано, высокой сортированностью, в силу чего еще в процессе их образования все частицы, более или менее значительно отличающиеся по своим размерам, оказываются отмытыми. Но искусственным путем мы можем приготовлять смеси частиц любого размера. Обширные опыты в этой области были произведены Охотиным (1929). Результаты нескольких его опытов представлены на рис. 6.

Из этого рисунка видно, что при примешивании к частицам более крупным частиц более мелких, разного размера и в различной пропорции, порозность уменьшается. При этом наибольшее уменьшение порозности наблюдается тогда, когда содержание мелкой фракции достигает 30—40%. В обе стороны от этой величины порозность нарастает. Далее, из того же рисунка видно, что с понижением отношения диаметров частиц от 1 : 1 до 1 : 16 порозность продолжает уменьшаться; при дальнейшем же понижении этого отношения уменьшения порозности уже более не наблю-

дается и она остается на уровне около 20% при содержании примешанной мелкой фракции, достигающем 30—40%.

Из своих опытов Охотин делает следующие выводы:

«1. Пористость всех окатанных фракций как гравийных, так и песчаных примерно одинакова и равна 36—38%.

2. Пористость смеси из двух фракций как песчаных, так и гравийных, при одинаковых отношениях диаметров фракций, входящих в смесь, и при одних и тех же весовых отношениях одинакова.

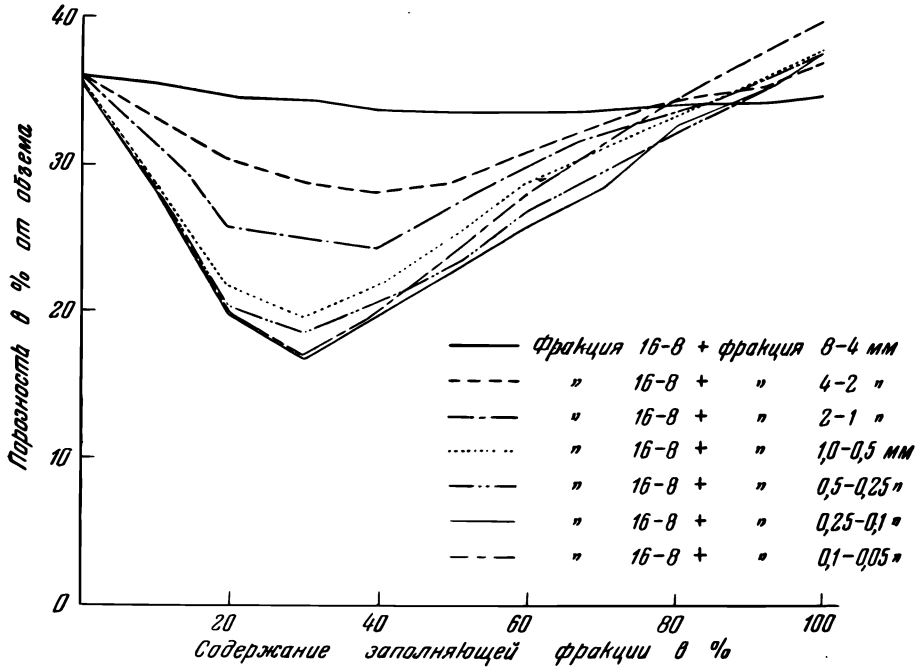


Рис. 6. Порозность в смесях частиц различных фракций (по Охотину).

3. Пористость смеси из двух фракций, диаметры которых относятся между собой как 2 : 1, равняется средней арифметической пористости отдельных фракций, входящих в смесь. Когда отношение диаметров фракций в смеси увеличивается от 4 до 16, пористость сильно уменьшается, достигая минимальной величины при отношении, равном 16. При смешении фракций, имеющих отношение диаметров больше 16, пористость такая же, как и в смесях из фракций с отношением диаметров, равным 16, или уменьшается очень незначительно.

4. Наилучшее заполнение пор в смеси из двух фракций с отношением диаметров, равном 16 : 1 и большем, получается тогда, когда вес заполняющей фракции составляет 30%, и пористость изменяется мало, когда содержание заполнителя колеблется в пределах от 20 до 40%.

5. При смешении двух фракций, имеющих отношение диаметров 16 и более, наименьшая пористость смеси в 2 раза меньше пористости отдельных фракций».

Еще меньшую порозность, как показали опыты Охотина, можно получить, применяя смеси из трех и четырех фракций. Наименьшая пористость при этом получается при тех условиях, что диаметр каждой последующей фракции в 16 раз меньше диаметра предыдущей и что весовое содержание каждой последующей фракции относится к содержанию

предыдущей, как 3 : 7. Пористость смеси из трех фракций при этих условиях в 4 раза меньше, а смеси из четырех фракций — в 8 раз меньше пористости каждой отдельной фракции. В смесях из трех и четырех фракций Охотину удавалось снижать порозность до 4—5%.

В природе подобные смеси фракций, повидимому, если и встречаются, то крайне редко, вследствие чего величина порозности редко опускается ниже 27%.

Подведем итоги сказанному в настоящей главе. Существенным свойством почвы является ее пористость. Величина пористости, выраженная в процентах от общего объема почвы, может варьировать в довольно широких пределах — от 25 почти до 100%. Наиболее высокими величинами порозности, порядка 90%, обладают органогенные горизонты (лесные подстилки и торфа). Порозность перегнойно-аккумулятивных горизонтов чаще всего характеризуется величинами порядка 50—60%. Нижележащие горизонты, если они не оглеены, имеют порозность, колеблющуюся около 40—45%. Оглеение резко снижает величину порозности, доводя ее до 25—30%.

Сопоставление величин почвенной порозности с порозностью «идеальной почвы» показывает, что почвенные частицы и их агрегаты в большинстве случаев имеют тенденцию располагаться наиболее плотно, т. е. приближаться в этом отношении к упаковке гексагонального типа. Однако способность почвенных частиц объединяться в аггрегаты различного размера имеет своим следствием тот факт, что порозность всех горизонтов почвы оказывается в громадном большинстве случаев значительно выше, чем порозность «идеальной почвы» при гексагональной упаковке (25,95%). В перегнойно-аккумулятивных горизонтах может иметь место двух-, трех- и более степенное аггрегирование почвы, а в горизонтах более глубоких широкое распространение имеет простое аггрегирование, т. е. сложение почвы из микроаггрегатов, причем и упаковка элементарных частиц в аггрегатах и упаковка самих аггрегатов приближаются к наиболее плотной.

При оглеении имеет место разрушение структуры, вследствие чего упаковка элементарных почвенных частиц приближается к наиболее плотной.

Характерным для почвенной порозности является тот факт, что размер почвенных пор обладает значительной ритмической изменчивостью в пространстве на самом незначительном протяжении и почвенную порозность мы можем себе представлять в виде пространственной сетки, узелки которой (поры) сообщаются друг с другом более узкими проходами.

О форме почвенных пор известно весьма мало.

Глава II

ВОДА, НЕКОТОРЫЕ ЕЕ СВОЙСТВА И ПРИРОДА НЕКОТОРЫХ ЯВЛЕНИЙ, СВЯЗАННЫХ СО СВОЙСТВАМИ ВОДЫ

Как мы увидим ниже, из содержания настоящей главы, вода отнюдь не представляет собой простой жидкости, при трактовке свойств которой мы могли бы обойтись чисто физическими представлениями о свойствах жидкого тела. Вода, как мы сейчас увидим, представляет собой вещество с весьма своеобразными физико-химическими свойствами, которые и оказывают большое влияние на ее поведение при соприкосновении с другими веществами и телами и, по существу говоря, по большей части определяют весь характер этого поведения. Эти свойства проявляются при взаимодействии воды с растворенными в ней веществами независимо от того, в какой степени дисперсности — ионной, молекулярной или коллоидной эти вещества находятся; они определяют в значительной мере и свойства самой воды как жидкости при температурах выше 0° и как твердого тела при температурах ниже 0°; они проявляются и при соприкосновении воды с твердыми телами. Совершенно естественно поэтому, что эти физико-химические свойства воды играют большую роль и в ее взаимодействии с почвой. Поэтому мы считаем необходимым ввести настоящую небольшую главу, в которой рассматриваются эти своеобразные физико-химические свойства воды, а также некоторые другие явления, как, например, осмотические, капиллярные и т. д.

1. СТРОЕНИЕ И СВОЙСТВА ВОДЫ

Как хорошо известно, химический состав воды в общем виде характеризуется формулой H_2O. Однако это не значит, что молекулы воды, имеющие состав, характеризуемый только что приведенной формулой, представляют собою электрически нейтральные тела. Еще в конце прошлого столетия трудами Менделеева было показано, что молекулы воды способны вступать в соединение с молекулами растворенного вещества, на основании чего Менделеев и создал свою гидратную, или, как ее принято называть теперь, сольватную теорию растворов. Несколько позднее Каблуков показал, что явления гидратации, или сольватации, распространяются и на ионы. Идеи Менделеева после многолетней борьбы получили всеобщее признание, и на них базируется современное учение о растворах.

В основе взаимодействия воды с растворенными веществами лежат, согласно современным воззрениям, следующие явления.

Молекула воды, состоящая, в соответствии с классическими воззрениями, из двух атомов водорода и одного атома кислорода, или, точнее говоря, из двух одновалентных ионов водорода и одного двувалентного иона кислорода, не является энергетически нейтральной, как это может показаться на первый взгляд, исходя из равенства сумм отрицательных и положительных зарядов.

Это отсутствие энергетической нейтральности можно представить и объяснить двояким образом.

Чаще всего молекулу воды или, как принято еще говорить для краткости,— гидроль — изображают в виде так называемого диполя, т. е. тела с двумя полюсами, несущими заряды противоположного знака. Наличие двух полюсов у тела, казалось бы электрически нейтрального, объясняется тем, что ионы водорода и кислорода в гидроле расположены в вершинах равнобедренного треугольника, причем угол у вершины треугольника, занятой ионом кислорода, равен 105° (Паулинг, 1947), а прилежащие стороны треугольника т. е. расстояния между ионами H^+ и ионами O^{--}, равны 0,96 Å в газообразном состоянии, и повидимому, 0,99 Å во льду. Схематическое строение молекулы воды изображено на рис. 8,*а*.

Диаметр молекулы воды в целом равен 2,76 Å. Сопоставляя эту величину с объемом граммолекулы воды, равным 18 см³, мы без труда можем установить, что молекулы воды даже в жидком ее состоянии расположены очень рыхло. В самом деле, объем молекулы воды V, если мы примем для нее шарообразную форму с диаметром, равным 2,76 Å, равен:

$$V = \frac{4}{3}\pi r^3 = 4{,}19\,(1{,}38 \cdot 10^{-8})^3 = 11 \cdot 10^{-24}\ \text{см}^3.$$

Если мы представим себе, что молекулы находятся в кубической упаковке, то суммарный объем их, включая и промежутки между шарами, в одной граммолекуле будет равен:

$$6{,}06 \cdot 10^{23}\,(2{,}76 \cdot 10^{-8})^3 = 12{,}74\ \text{см}^3,$$

где $6{,}06 \cdot 10^{23}$ есть число Авогадро.

Если же представить себе шары находящимися в гексагональной упаковке, то их суммарный объем, опять-таки включая промежутки, окажется равным:

$$6{,}06 \cdot 10^{23} \cdot 11 \cdot 10^{-24}\left(1 + \frac{25{,}95}{74{,}05}\right) = 9{,}0\ \text{см}^3,$$

где $\frac{25{,}95}{74{,}05}$ есть отношение объема промежутков к объему самих шаров (см. главу I).

Таким образом, в то время как истинный объем одной граммолекулы равен 18 см³, вычисление дает нам от 9,0 до 12,74 см³, т. е. величину, значительно меньшую, из чего и явствует, что молекулы в жидкой воде расположены очень рыхло. Фактически на каждую молекулу воды приходится объем, равный

$$\frac{18}{6{,}06 \cdot 10^{23}} = 29{,}7 \cdot 10^{-24}\ \text{см}^3.$$

Если этот объем мы представим себе в форме куба, то его ребро, а следовательно, и диаметр вписанного в него шара окажется равным

$$\sqrt[3]{29{,}7 \cdot 10^{-24}} = 3{,}1 \cdot 10^{-8}\ \text{см},$$

в то время как диаметр молекулы воды на самом деле равен $2{,}76 \cdot 10^{-8}$ см. Это является еще одной иллюстрацией рыхлости расположения молекул в жидкой воде. В чем же заключается причина этой рыхлости?

Благодаря описанному выше строению молекулы она является диполем, так как отрицательный заряд ее сосредоточен на одном конце (в вершине треугольника, занятой ионом O^{--}), а положительный — у основания треугольника, образованного ионами H^+.

Вследствие такого расположения зарядов, гидроли способны вступать в связь как между собой, притягиваясь один к другому полюсами с зарядами противоположного знака, так и с другими телами, имеющими тот или иной заряд, например с положительно или отрицательно заряженными ионами. В последнем случае принято говорить о так называемой гидратации ионов, которая состоит в том, что дипольные молекулы воды (гидроли), притянутые ионом, обладающим зарядом того или иного знака, образуют вокруг него водную — гидратационную — оболочку, как это показано в схематическом виде на рис. 7, где изображен положительно заряженный ион натрия, окруженный диполями воды.

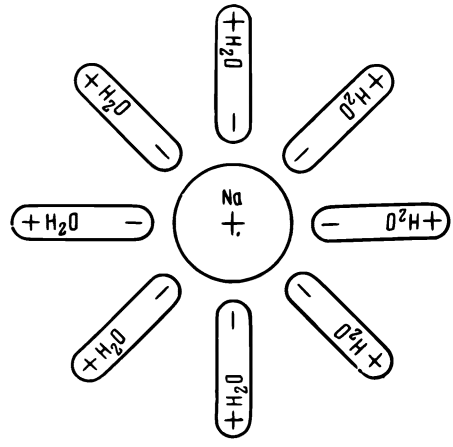


Рис. 7. Гидратированный ион натрия, окруженный дипольными молекулами воды.

Другое объяснение того же явления заключается в следующем. Водород, имеющий одну стабильную орбиту, способен образовать, вообще говоря, лишь одну ковалентную связь. Однако, несмотря на это, оказывается, что в некоторых случаях водород может притянуть к себе и тем самым связать между собой два атома. В этом случае возникает уже ионная связь, т. е. связь, в основе которой лежит кулоновское притяжение между разноименно заряженными телами. Образование водородной связи между анионами X^- схематически изображено на рис. 8, *б*, который мы

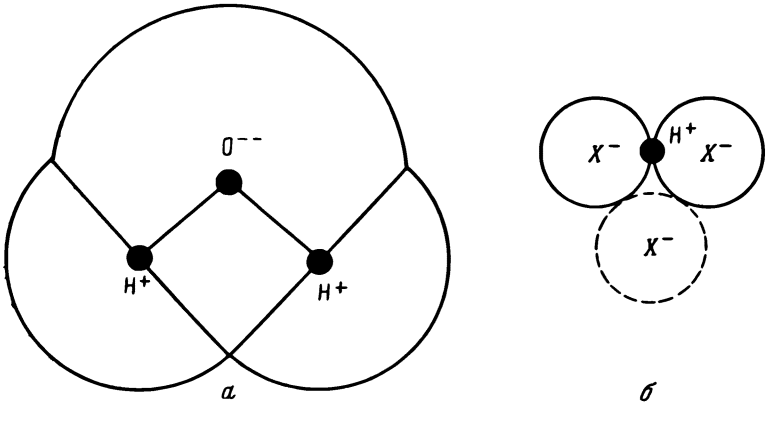


Рис. 8. Строение молекулы (*а*) и водородная связь по Паулингу (*б*).

заимствуем у Паулинга (1947). Третьего аниона, изображенного на этом рисунке пунктиром, протон водорода притянуть уже не может, так как приближению этого третьего аниона к протону водорода мешают остальные два аниона.

Такая водородная связь осуществляется тем легче, чем более элекроотрицательны[1] атомы, соединяемые ионом водорода. Наиболее электроотрицательным является ион фтора, за которым в нисходящем порядке следуют ион кислорода, ион азота и т. д. Благодаря высокой электроотрицательности ионов кислорода водородный ион особенно легко образует водородные связи между ними.

Вследствие этого гидроли могут легко ассоциироваться между собой в комплексы, причем между гидролями и возникает водородная связь.

Таким образом, будем ли мы подходить к поведению гидролей с точки зрения их дипольных свойств или с точки зрения возможности возникновения водородной связи,— результат получается один и тот же: молекулы воды способны образовать друг с другом комплексы.

В дальнейшем, в целях удобства изложения, мы будем пользоваться по преимуществу первым представлением, т. е. будем рассматривать молекулы воды как диполи, не забывая, однако, что в основе явления все же лежит водородная связь.

Благодаря описанным выше свойствам вода представляет собой совокупность дипольных молекул, которые в общем не имеют какой-либо определенной ориентации. Однако часть этих молекул ассоциирована друг с другом в непрочные и временно существующие комплексы, которые непрестанно исчезают и нарождаются вновь. Некоторая часть гидролей может образовать и более сложные аггрегаты, уже приближающиеся к таким, которые мы можем наблюдать в воде, находящейся в твердом состоянии.

В зависимости от того, сколько гидролей входит в комплекс, можно различать моногидроли, дигидроли, тригидроли и т. д. Степень ассоциированности гидролей падает с повышением температуры, как это было показано Раманом и Рао (табл. 5).

Таблица 5

Содержание (в %) моно-, ди- и тригидролей в воде при разной температуре

(по Раману и Рао, цитирую по Фрицману, 1935)

Вид молекул	Лед	Вода при			
		0°	4°	38°	98°
H_2O	0	19	20	29	36
$(H_2O)_2$	41	58	59	50	51
$(H_2O)_3$	59	23	21	21	13

Существование только что описанных гидролей было позднее подвергнуто сомнению. Бэрнал и Фаулер (Bernal and Fowler, 1933) ввели новые представления. Согласно последним, молекулы воды связываются в группы по пяти, причем одна молекула находится в центре, а остальные располагаются вокруг нее, по углам тетраэдра. Связь между молекулами осуществляется за счет добавочных валентностей кислорода и водорода.

Способность молекул воды ассоциироваться друг с другом и создает рыхлое их расположение, о котором мы говорили выше. Фрицман (1935) указывает, что если бы вода представляла собой плотно упакованное собрание молекул с радиусом 1,38 Å, то ее плотность равнялась бы 1,84

[1] Электроотрицательным свойством называется способность атома в молекуле притягивать к себе электроны.

вместо единицы. Из этого также следует, что взаимное расположение молекул воды сильно отличается от такового у простой жидкости.

Тот факт, что молекулы воды обладают электрическими полями, обусловливает и чрезвычайно высокую растворяющую способность воды. Гидратация, или сольватация, т. е. образование химической связи между молекулами воды и растворяемым веществом, является главной активной причиной растворения, как это подчеркивает Фрицман в цитированной уже работе (1935).

2. ГИДРАТАЦИЯ ИОНОВ

Как было указано выше, диполи воды могут притягиваться ионами, вследствие взаимного притяжения электрических зарядов, присущих, с одной стороны, иону, а с другой — полюсам гидролей. Явление это называется гидратацией ионов и выражается, в конечном счете, в образовании гидратной оболочки вокруг ионов, состоящей из притянутых ионом молекул воды. Учитывая различный размер ионов, можно заранее предвидеть, что величина этих гидратных оболочек будет у разных ионов различной. Чем больше радиус иона, тем с меньшей силой он может притягивать гидроли и тем, следовательно, оболочка должна быть тоньше.

В литературе имеется несколько определений степени гидратации ионов, которую принято выражать числом молекул воды, притянутых одним ионом. Эти определения весьма противоречивы, не согласованы одно с другим и в настоящее время физическая химия, повидимому, не располагает более или менее достоверными величинами степени гидратации ионов.

Тем не менее, однако, мы приведем несколько рядов цифр, характеризующих гидратацию ионов, принадлежащих разным авторам (см. табл. 6).

3. ОСМОТИЧЕСКИЕ ЯВЛЕНИЯ

Явления, называемые осмосом и осмотическим давлением, как известно, заключаются в следующем. Возьмем сосуд с так называемой полупроницаемой стенкой, т. е. с такой стенкой, через которую могут проникать молекулы растворителя, но не могут проникать молекулы растворенного вещества. В качестве таких сосудов чаще всего применяются сосуды из пористой глины, в стенках которых находится в виде пленки осадок железисто-синеродистой меди. Если мы такой сосуд наполним раствором какого-нибудь вещества и погрузим его в другой сосуд с чистым растворителем, то растворитель начнет проникать в сосуд с раствором. Если этому проникновению будет противопоставлена какая-либо сила, например в виде столба ртути или какой-либо другой жидкости в манометре, присоединенном к сосуду с раствором, то можно обнаружить, что проникновение растворителя в сосуд с раствором создает в этом последнем некоторое давление. Явление проникновения растворителя в раствор через полупроницаемую перепонку называется о с м о с о м, а развивающееся в сосуде с полупроницаемой стенкой давление называется о с м о т и ч е с к и м д а в л е н и е м. Последнее подчиняется определенным количественным закономерностям, установленным Вант-Гоффом. Важнейшая из этих закономерностей заключается в том, что осмотическое давление, развивающееся в сосуде с раствором, равняется тому газовому давлению, «...которое наблюдалось бы, если мы представим себе, что растворитель удален, а растворенное вещество в форме газа занимает при этой же самой температуре тот же объем, что и раствор, или, другими словами: молекулы растворенного вещества при осмотических

Таблица 6

Числа гидратации ионов (число молекул воды на один ион) и радиусы гидратированных и негидратированных ионов

[цитировано по работе Грунера и Фогеля (Gruner und Vogel, 1950)]

Авторы	Наименование ионов									
	H	Li	Na	K	Rb	Cs	Mg	Ca	Sr	Ba
Радиусы негидратированных ионов (в Å)										
Захариазен (Zachariazen) . . .	—	0,68	0,98	1,33	—	—	0,89	1,17	1,34	1,49
Гольдшмидт(Goldschmidt) . . .	—	0,78	0,98	1,33	1,49	1,65	0,78	1,06	1,27	1,43
Радиусы гидратированных ионов (в Å)										
Иенни (Jenny) . .	—	10,03	7,90	5,32	5,09	5,05	—	—	—	—
Палльманн (Pallmann)	—	7,3	5,7	3,8	3,6	3,6	10,8	9,6	9,6	8,8
Числа гидратации (молекул воды на один ион)										
Ризенфельд и Рейнгольц (Riesenfeld und Reingolz)	1	68—158	60—70	22	—	—	40	28	—	—
Реми (Remy) . .	1	12,6	8,4	4,0	—	—	13,3	10,0	8,2	4,1
Палльманн (Pallmann)	1	10	5	1	0,5	0,2	33	22	21	17
Бринцингер и Ратанаре (Brintzinger und Ratanaret)	1	15	8	4	—	—	21	22	—	14
Бурион, Ронгер и Хэн (Bourion, Ronger and Hun)	1	11—13	9—11	5—6	—	—	20—23	19—22	—	18—22
Бабровский, Велиш и Вагнер (Babrowsky, Velisch und Wagner)	1	13—14	8—9	5	—	—	—	—	—	—

процессах производят на полупроницаемую перепонку то же самое давление, какое они производили бы в газообразном состоянии на стенки обыкновенных сосудов при той же самой концентрации и той же самой температуре» (Каблуков, 1936).

Величина осмотического давления подчиняется тому же закону, что и величина давления газа:

$$P = R \cdot c \cdot T,$$

где P — осмотическое давление растворенного вещества;
R — газовая постоянная;
c — концентрация раствора;
T — асболютная температура.

Явления, связанные с осмотическим давлением, и управляющие этими явлениями количественные закономерности привлекаются многими исследователями, каковы, например, Фагелер, Маттсон, Альтен и Курмис и др., для объяснения явлений передвижения влаги в почве. Поэтому нам нужно познакомиться с современным состоянием вопроса об осмосе и осмотическом давлении. На первый взгляд такая постановка вопроса может показаться странной. Понятия об осмотическом давлении и об осмосе так давно вошли во все учебники химии и физической химии, вплоть до самых элементарных, что возвращение к этому вопросу в настоящей работе может показаться излишним. Однако это не так.

Нельзя не признать того, что явление осмоса и его количественное выражение — осмотическое давление — получили весьма обстоятельную математическую разработку. В этом не трудно убедиться, заглянув в любой современный учебник или монографию, трактующие вопросы химической термодинамики. Однако от этого математического описания явления еще весьма далеко до познания его сущности. И это, несомненно, весьма ясно представлял себе сам создатель теории осмотического давления — Вант-Гофф. В одной из своих работ он пишет: «Опять перед нами стоит б е с ц е л ь н ы й[1], по существу говоря, вопрос: чем вызывается осмотическое давление? Действительно, как уже указывалось, меня интересует только его величина; поскольку установлено, что она равна величине газового давления, постольку можно склониться к предположению о механизме, подобном газовому. Кого это вводит, однако, в заблуждение, т о т м о ж е т п р о с т о о т б р о с и т ь[2] размышления о механизме» [1892, цитирую по Оствальду (Ostwald, 1918)].

Сам Оствальд вполне солидаризируется с Вант-Гоффом в этом вопросе, говоря: «... что же касается представлений о силах, которые здесь принимают участие, то для классической теории это вопрос совершенно второстепенный» (Ostwald, 1918).

Эти признания классиков немецкой школы представляют для нас сейчас интерес с двух сторон. Во-первых, они свидетельствуют о поразительном отсутствии у названных ученых пытливости научной мысли; ограничиваясь установлением количественных закономерностей, они не проявляют желания заглянуть в сущность явления. Стремление к познанию истины объявляется бесцельным, а непознаваемость — естественным аттрибутом изучаемого явления.

Во-вторых, эти высказывания свидетельствуют о том, что даже у основоположника учения об осмотическом давлении — Вант-Гоффа не было полной уверенности в том, что его представления о механизме осмотического давления были вполне бесспорными.

Между тем каждый, кто пытался составить себе представление о механизме явлений, лежащих в основе осмотического давления, хорошо знает, что сделать это не так просто. «Классические» представления по этому предмету, изображающие растворенное вещество находящимся как бы в газообразном состоянии, причем осмотическое давление вызывается ударами молекул этого вещества о полупроницаемую стенку или, наоборот, о внешнюю поверхность раствора на его границе с газообразной фазой, встречают очень много возражений. Не удивительно поэтому, что вопрос о сущности, о механизме осмотического давления не сходит со страниц

---

[1] Разрядка наша.— *А. Р.*
[2] Разрядка наша.— *А. Р.*

специальных журналов, хотя число работ, посвященных этому вопросу, не так велико и никаких новых теорий, которые заслужили бы всеобщего признания, пока не предложено. Между тем вообще таких теорий довольно много и при этом весьма разнообразных. Мы не будем входить в их рассмотрение, во-первых, потому, что автор настоящей работы не является специалистом в этой области, во-вторых, потому, что это далеко увело бы нас от непосредственной темы нашей работы, для которой эти теории ничего существенно нужного не дают, и в-третьих, потому, что сами эти теории еще настолько спорны, что их применение к конкретным системам вроде почвы по меньшей мере преждевременно. Интересующиеся могут ознакомиться с работами Финдлей (1914), Тиля (Thiel, 1940), Меткафа (Metcalf, 1940 и 1941), Фреденгагена (Fredenhagen, 1935), Мейера (Meyer, 1945), а по приведенной в этих работах библиографии проследить и всю историю вопроса. Его современное состояние в целом весьма хорошо охарактеризовано следующими словами акад. И. А. Каблукова: «Почему осмотическое давление равно газовому? Вот вопрос, на который до сих пор мы не имеем определенного ответа. Некоторые исследователи, увлекшись вышеуказанной аналогией между газовым состоянием веществ и их состоянием в растворах, приняли за причину осмотического давления то же, что служит причиной давления газов: т. е. подобно тому, как давление газа происходит от ударов молекул о стенки сосудов, так и осмотическое давление производится ударами о полупроницаемую стенку частиц растворенного вещества. С этой точки зрения растворитель представляет только среду, в которой свободно двигаются частицы растворенного вещества.

Между тем можно принять, что причиной осмотического давления является то притяжение, которое оказывают частицы растворенного вещества в воде. Это притяжение заставляет проникать воду в сосуд с полупроницаемой стенкой, когда в нем будет находиться раствор и он будет погружен в воду. По этому воззрению агентом, вызывающим осмотическое давление, является взаимное притяжение между частицами растворенного вещества и растворителя.

По нашему мнению, последнее воззрение наиболее приближается к истине» (Каблуков, 1936).

Нам кажется, что то предположительное решение вопроса, которым И. А. Каблуков заканчивает эти слова, ближе всего отвечает природе явления и такое представление является наиболее подходящим и для тех явлений, с которыми мы имеем дело в почвах.

В связи с этим мы упомянем здесь только об одной работе, которая хотя и основана по преимуществу на классической теории, но в ней, под давлением фактов, эта классическая теория начинает уступать место некоторым другим взглядам. Мы имеем в виду работу Оствальда и Мюндлера (Ostwald und Mündler, 1919). Эти авторы исходят из расхождений, наблюдающихся между измеренными величинами осмотических давлений и теми, которые вычисляются по законам Вант-Гоффа. Наблюденные давления всегда выше, чем вычисляемые. По мнению авторов, наблюдаемое осмотическое давление слагается из «чистого Вант-Гоффовского давления», в основе которого лежат кинетические явления в соответствии с классической теорией, и некоторого добавочного давления, в основе которого лежит притяжение растворителя к частицам растворенного вещества, т. е. сольватация последнего. Крайним случаем такой сольватации является набухание концентрированного геля. Использовав установленную Позняком и Фрейндлихом зависимость между концентрацией и набуханием, Оствальд и Мюндлер дают следующее уравнение:

$$P_{\text{наб}} = RTc_1 + kc_2^n,$$

где $P_{\text{наб}}$ — наблюденное осмотическое давление;
R — газовая константа;
T — абсолютная температура;
c_1 — Вант-Гоффовская молярная концентрация растворенного вещества (молей в 1000 см³ раствора);
c_2 — концентрация набухающей системы (например, в граммах набухающего вещества в 1000 см³ набухающей смеси);
k и n — константы.

Не трудно видеть, что первый член правой части уравнения есть «чистое» (Вант-Гоффовское) осмотическое давление, второй член — «давление сольватации».

Использовав большой экспериментальный материал, имеющийся в литературе по определению осмотического давления главным образом сахарных растворов, а также растворов некоторых других веществ, Оствальд и Мюндлер показывают, что их уравнению весьма хорошо отвечают эти данные. Из этого они выводят заключение, что при взаимодействии сахара с водой действительно имеют место и «чистое» осмотическое давление и «давление сольватации», возникающее вследствие взаимодействия сахара с водой. При этом в концентрированных растворах сахара давление сольватации может достигать 63% от общей величины наблюденного давления, а в растворе ферроцианида кальция — даже 71%, т. е. почти трех четвертей наблюденного давления.

Эта работа Оствальда и Мюндлера интересна для нас как свидетельство того, что даже те исследователи, которые стоят на позициях «классической» теории, сталкиваясь с фактами, вынуждены признать ее недостаточность и привлечь для объяснения наблюдающихся фактов другие явления, среди которых на первом месте стоит сольватация, т. е. взаимодействие между частицами растворенного вещества и молекулами растворителя.

С другой стороны, здесь уместно будет указать, что еще в конце прошлого столетия Пойнтинг (Poynting, 1896, цитирую по Беркенгейму, 1926) указал, что то математическое выражение, при помощи которого осмотическое давление может быть связано с концентрацией растворенного вещества, с одинаковым успехом выводится как из сольватной теории растворов Менделеева, так и из теории растворов Вант-Гоффа. Таким образом, математическое описание явления, разработанное Вант-Гоффом, ничуть не теряет своего значения и в том случае, если природу осмотических явлений мы будем связывать с взаимодействием между молекулами растворителя и молекулами или ионами растворенного вещества.

Во всяком случае, объяснять явление осмотического давления исключительно поведением растворенного вещества и при этом игнорировать роль растворителя, как это делает классическая теория, видимо, нельзя. Если считать, что осмотическое давление есть разность давлений диффузии чистого растворителя и растворителя в растворе [Мейер (Meyer, 1945)], то величина осмотического давления будет равна разности между энергией молекул чистого растворителя и энергией его же молекул в растворе. В последнем же она понижается вследствие взаимодействия этих молекул с частицами растворителя, и, таким образом, мы снова приходим к выводу Каблукова.

В заключение укажем, что Фразер в главе, посвященной осмотическому давлению в книге Тейлора (Тейлор, 1935, т. I, стр. 394) в результате разбора существующих теорий осмотического давления пишет: «Как видно, ни одна из этих теорий не является достаточно удовлетворительной. Удовлетворительного объяснения природы осмоса можно ожидать только тогда, когда будет известна природа растворов, динамические свойства которых до сих пор недостаточно изучены».

Подробное изложение современного состояния вопроса о природе осмотического давления мы находим в книге Крафтса, Карриера и Стокинга (1951). В результате рассмотрения различных теорий, каковое сами авторы называют «длинным и запутанным» (стр. 100), они приходят к выводу о том, что «... величина осмотического давления — это физическое свойство раствора...» (стр. 94). С этой скромной формулировкой, повидимому, пока и приходится примириться.

Говоря об осмотических явлениях в почвах, следует иметь в виду, что в этом случае классическая схема, по которой осмотические явления возникают в системе, разделенной полупроницаемой перегородкой, — не приложима.

В почве с явлениями осмоса и осмотического давления мы сталкиваемся в двух главных случаях.

Первый из них заключается во взаимодействии воды и обменных катионов. Обменные катионы притягиваются поверхностью почвенных коллоидных частиц. Одновременно эти катионы притягивают к себе из почвенного раствора дипольные молекулы воды, которые, в силу этого притяжения, стремятся окружить каждый обменный катион со всех сторон, создать вокруг него водную оболочку и, так сказать, отжать, отчленить его от поверхности почвенной частицы. Вот это отжимающее усилие мы и можем рассматривать как проявление осмотического давления. От классического случая с полупроницаемой мембраной этот случай отличается тем, что в нем осмотическому давлению, в основе которого лежит взаимодействие между ионами и диполями воды, противопоставлено электростатическое притяжение обменных катионов со стороны почвенных частиц, в то время как в классическом случае осмотическому давлению противостоит гидростатическое давление столба воды в осмометре.

Второй случай, когда в почве наблюдаются осмотические явления, это тот, когда почвенный раствор имеет неодинаковую концентрацию в разных частях почвенной толщи. В этом случае наблюдается не только диффузия растворенных веществ из участков с более высокой их концентрацией к участкам с более низкой концентрацией, но одновременно и встречная диффузия воды в обратном направлении. Оба эти процесса в своей основе имеют взаимодействие между молекулами или ионами почвенного раствора и дипольными молекулами воды, т. е. оба эти процесса по своей природе являются осмотическими. Существенное значение эти явления могут иметь лишь при более или менее высокой концентрации почвенного раствора и значительной разнице концентраций. Одновременное существование обоих указанных процессов экспериментально было показано Лебедевым (1930), а затем подтверждено Комаровой (1937).

4. КАПИЛЛЯРНЫЕ ЯВЛЕНИЯ. ОБЩИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ

В настоящем разделе мы изложим в кратких чертах сущность капиллярных явлений. Мы считаем целесообразным сделать это по той причине, что физическая природа этих явлений излагается иногда не вполне точно.

Явления, объединяемые под названием капиллярных, возникают на границе раздела трех фаз: твердой, жидкой и газообразной. В основе этих явлений лежат силы, действующие между молекулами жидкости, с одной стороны, и между молекулами жидкости и молекулами твердого тела — с другой. Силы эти относятся к категории так называемых сил Ван-дер-Ваальса.

Рассмотрим сначала явления, возникающие на границе раздела двух фаз: жидкой и газообразной.

Силы притяжения, существующие и действующие между молекулами жидкости, вызывают явление, называемое поверхностным натяжением. Оно заключается в следующем.

Любая молекула внутри достаточно толстого слоя жидкости находится под влиянием притяжения со стороны всех окружающих ее молекул, взаимно притягивая их. Вследствие хаотического расположения этих молекул и их постоянного теплового движения, исходящие от них силы притяжения, действующие на данную молекулу, в каждый данный момент не являются уравновешенными, поэтому и данная молекула также находится в состоянии постоянного движения. Но в среднем воздействия, оказываемые соседними молекулами на данную молекулу, за некоторый промежуток времени, оказываются уравновешивающими друг друга, вследствие чего данная молекула не имеет тенденции к предпочтительному движению в какую-либо определенную сторону.

Иное имеет место в поверхностном слое жидкости, около границы раздела с газообразной фазой. Представим себе молекулу (рис. 9), находящуюся в данный момент на самой поверхности (рис. 9, *а*). Очевидно, что она будет притягиваться как молекулами жидкости, так и молекулами того же вещества, находящимися в парообразном состоянии, наполняющими пространство над поверхностью жидкости. Благодаря тому, что

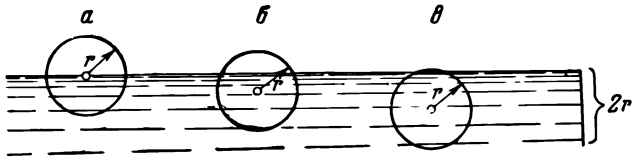


Рис. 9. Поверхностный слой жидкости.

плотность жидкости несравненно больше, чем плотность пара, равнодействующая, направленная вниз, по своей величине будет значительно больше, чем направленная вверх. Вследствие этого молекула, находящаяся на поверхности, будет в конечном итоге испытывать одностороннее, направленное вниз, к массе жидкости, притяжение. В таком положении будут находиться все не только собственно поверхностные молекулы, но и молекулы, находящиеся в слое жидкости некоторой толщины, равной двойному радиусу действия сил молекулярного притяжения (рис. 9, *б*). Этот радиус превышает, конечно, радиус самих молекул, но не во много раз, так как силы молекулярного притяжения с увеличением расстояния затухают очень быстро.

Молекулы поверхностного слоя, находясь под влиянием указанного односторонне направленного притяжения, будут, очевидно, оказывать давление на всю массу жидкости. Это давление называется внутренним, или поверхностным, и измеряется величинами порядка тысяч атмосфер, доходя для воды до 11 000 атм. Именно благодаря такому большому поверхностному давлению, жидкости и обладают очень малой сжимаемостью — они уже сжаты поверхностным давлением.

Не следует думать, что молекулы поверхностного слоя неподвижны. Наоборот, они находятся в непрестанном, чрезвычайно оживленном, обмене с молекулами всего объема жидкости. Адам (1947, стр. 18) вычисляет, что при наличии вакуума над поверхностью жидкости средняя продолжительность пребывания каждой молекулы в поверхностном слое при 20° измеряется величиной порядка одной восьмимиллионной доли секунды.

Молекулам поверхностного слоя присуще еще одно свойство, проистекающее из того же их особого положения. Им самим присущи силы притяжения, направленные во все стороны. Та часть этих сил, которая направлена внутрь жидкости, погашается, так сказать, силами притяжения молекул этой последней. Другая же их часть, направленная в простран-

ство над жидкостью, оказывается ненасыщенной. В связи с этим поверхность жидкости обладает некоторым количеством свободной поверхностной энергии, величина которой пропорциональна поверхности жидкости.

Так как свободная энергия стремится к наименьшему значению, то этому же закону подчиняется и поверхностная энергия жидкости, что в данном случае выражается в стремлении последней к максимальному уменьшению своей поверхности. Поэтому всякому объему жидкости присуща тенденция к принятию формы шара, как тела с наименьшей поверхностью.

Подобная тенденция была бы свойственна жидкости, помещенной в сосуд с упругой, растяжимой оболочкой, сделанной, например, из тонкой резины. Поэтому создается впечатление, что жидкость к а к б ы покрыта какой-то упругой пленкой, откуда, собственно говоря, и произошло выражение «поверхностное натяжение».

Существует взгляд, что впечатление это неверное, а термин — лишь фигуральное выражение, так как для действительного существования такой пленки необходимо наличие каких-то особых, тангенциально направленных сил между молекулами в пределах самого поверхностного слоя — сил, бо́льших, чем существующие между молекулами всей остальной массы жидкости; эти силы вследствие своей большей величины и создают «поверхностную пленку». Существование таких сил не доказано, но отрицать его полностью нет оснований, как на это указывают, например, Иоффе и Семенов (1933). По их мнению, в поверхностном слое, который находится под односторонним давлением, «... расположение молекул... в направлении нормали иное, чем в направлении касательной... В отличие от изотропной жидкости, обладающей одинаковыми свойствами по всем направлениям, поверхностный слой может быть анизотропным».

Величина поверхностной энергии у различных жидкостей различна и является характерной для каждой жидкости константой, меняющейся, однако, с температурой. Поскольку это есть одна из форм энергии, ее и следует выражать в соответствующих единицах, например, в эргах на квадратный сантиметр. Но гораздо чаще ее выражают в динах на линейный сантимер, используя, таким образом, представление о «пленке поверхностного натяжения». Однако математической ошибки отсюда не проистекает, ибо, производя работу увеличения поверхности на 1 см^2 против силы, равной α дин на 1 см линейный, мы совершаем работу, равную α эргов. Таким образом, обе эти величины оказываются ч и с л е н н о равными. В различных справочных таблицах величины поверхностного натяжения выражаются обычно в динах на сантиметр (дин/см). Эти же величины, следовательно, выражают одновременно и поверхностную энергию в эргах на квадратный сантиметр (эрг/см^2).

Поверхностное натяжение (поверхностная энергия) уменьшается с увеличением температуры, причем зависимость между этими двумя величинами во многих случаях линейная. Одной из формул, выражающих эту зависимость, является:

$$\alpha_t = \alpha_0 [1 - \nu (t - t_0)],$$

где α_0 и α_t — величины поверхностного натяжения, соответственно при температуре плавления t_0 и при температуре t, не превышающей критической температуры. Величина ν может быть приближенно вычислена по формуле

$$\nu = \frac{1}{\vartheta_0 - t_0},$$

где ϑ_0 — критическая температура данной жидкости.

Для воды вышеприведенное уравнение имеет такой вид:

$$\alpha_t = 75{,}7\,(1 - 0{,}002\,t),$$

где t — температура в градусах Цельсия, не превышающая критической температуры, равной для воды 374°.

Вернемся теперь к вопросу о внутреннем или поверхностном давлении. Величина этого последнего как было показано Лапласом, зависит от формы поверхности жидкости, причем эта зависимость в общем случае выражается следующей формулой:

$$P_i = P_0 + \alpha\left(\frac{1}{R_1} + \frac{1}{R_2}\right),$$

где P_i — величина давления при данной кривизне поверхности;
α — величина поверхностного натяжения;
R_1 и R_2 — главные радиусы кривизны поверхности.

Последние величины положительны, если поверхность жидкости выпуклая, и отрицательны, если она вогнута.

Не трудно видеть, что при условии, когда

$$\frac{1}{R_1} = \frac{1}{R_2} = 0,$$

т. е. при плоской поверхности,

$$P_i = P_0,$$

т. е. P_0 есть не что иное, как поверхностное давление при плоской поверхности, называемое обычно нормальным давлением.

Давление под всякой вогнутой поверхностью будет меньше, а под выпуклой — больше, чем под плоской, ибо под вогнутой поверхностью

$$R_1 < 0 \quad \text{и} \quad R_2 < 0$$

$$\text{и} \quad P_i = P_0 - \alpha\left(\frac{1}{R_1} + \frac{1}{R_2}\right),$$

а под выпуклой поверхностью

$$R_1 > 0 \text{ и } R_2 > 0$$

$$\text{и } P_i = P_0 + \alpha\left(\frac{1}{R_1} + \frac{1}{R_2}\right).$$

Все эти явления и количественные зависимости относятся, как мы говорили, к случаю раздела двух фаз: жидкой и газообразной.

Обратимся теперь к случаю соприкосновения трех фаз — твердой, жидкой и газообразной.

Если мы поместим на плоскую поверхность твердого тела каплю жидкости, она будет находиться под влиянием трех сил: 1) силы тяжести, которая будет стремиться расплющить эту каплю, т. е. довести ее толщину до возможно минимальных размеров; 2) силы притяжения между молекулами твердого тела и молекулами жидкости, которые будут также стремиться уменьшить толщину капли до возможно минимальных размеров, т. е. до мономолекулярного слоя; это последнее стремление носит название смачиваемости твердого тела жидкостью; наконец, на каплю будет действовать 3)присущая ей свободная поверхностная энергия («сила поверхностного натяжения»), которая будет стремиться придать капле минимальную поверхность, т. е. шарообразную форму.

В результате суммарного действия этих трех сил капля жидкости примет некоторую форму, тем более сплюснутую, чем больше силы

притяжения между молекулами твердого тела и жидкостью, по сравнению с межмолекулярными силами притяжения, присущими самой жидкости. При этом поверхность жидкости по линии контакта всех трех фаз образует с твердым телом некоторый угол θ, называемый углом смачивания и измеряемый как угол между поверхностью твердого тела и касательной к поверхности жидкости, проведенной в точке контакта.

На рис. 10 изображены величины этих углов в основных случаях. Чем больше этот угол, тем меньше смачиваемость, и наоборот. При достижении углом величины, равной 180°, можно говорить о полной несмачиваемости данного тела данной жидкостью, а при достижении им величины, равной 0°,— о полной смачиваемости.

В некоторых работах можно найти утверждение, что тела являются несмачиваемыми уже начиная с величины угла смачивания, равной 90°. Это, однако, нельзя считать правильным (Адам, 1947). На самом деле полной несмачиваемости, повидимому, не существует, так как между твердым телом и любой жидкостью всегда имеется некоторое, хотя бы и незначительное притяжение.

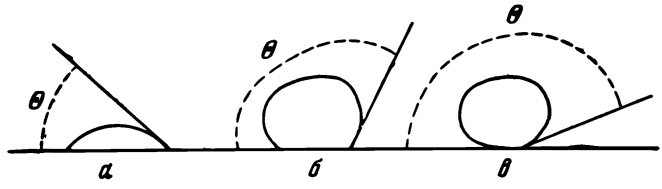


Рис. 10. Хорошее (*а*), среднее (*б*) и плохое (*в*) смачивание.

Явления смачивания имеют место и в том случае, если поверхность твердого тела, погруженного частично в жидкость, образует с поверхностью жидкости тот или иной угол. В этом случае описанные явления выражаются в искривлении поверхности жидкости в более или менее узкой полоске, прилегающей к поверхности твердого тела. При хорошем смачивании ($\theta < 90°$) поверхность жидкости по линии соприкосновения с твердым телом несколько приподнимается, а при плохом смачивании ($\theta > 90°$) несколько опускается.

Вода хорошо смачивает большинство тел, но угол смачивания лишь редко достигает 0°. Последнее имеет место при смачивании в п о л н е ч и с т ы х поверхностей стекла, кремнезема, металлов. Достаточно, однако, присутствия загрязняющего слоя толщиной лишь в одну молекулу, чтобы величина угла смачивания резко увеличилась.

Далее величина угла смачивания зависит от того, какая поверхность твердого тела — сухая или предварительно смоченная — приходит в соприкосновение с жидкостью. При погружении сухой пластинки в в о д у угол смачивания всегда бывает больше, чем при вынимании пластинки и з в о д ы. Это явление носит название г и с т е р е з и с а с м а ч и в а н и я. Природа его не вполне ясна. Возможно, что оно обязано своим происхождением тоже пленке «загрязняющего» поверхность твердого тела вещества, каковым может быть даже воздух.

5. КАПИЛЛЯРНЫЕ ЯВЛЕНИЯ В ТРУБКАХ МАЛОГО ПОПЕРЕЧНОГО СЕЧЕНИЯ

Явление смачивания, как уже было сказано, вызывает искривление поверхности жидкости у стенок сосуда, в которую она налита. Если сосуд имеет достаточно большой поперечник, то главная, центральная,

часть поверхности остается плоской и искривляется только самый ее край. Если же поперечник сосуда настолько мал, что он делается соизмеримым с радиусом кривизны пристенного искривленного края поверхности жидкости, то эти искривленные края сливаются и образуют собою мениск — вогнутый для случаев хорошего смачивания ($\theta < 90°$) и выпуклый для случаев плохого смачивания ($\theta > 90°$). Так как радиус кривизны обычно очень невелик, образование менисков может происходить в трубках или щелях лишь с очень малым поперечником. Практически верхняя граница диаметра трубок, в которых наблюдается образование менисков, измеряется несколькими миллиметрами. Чем меньше диаметр трубок, тем больше кривизна менисков, т. е. тем меньше радиус кривизны.

Радиус кривизны и радиус самой трубки связаны между собой следующей зависимостью. На рис. 11 R обозначает радиус кривизны мениска BB', O — центр его кривизны, r — радиус трубки. Линия AB' — касательная к поверхности мениска в точке B', и, следовательно, угол θ есть угол смачивания. Из рисунка ясно, что угол $CB'O$ тоже равен θ и, следовательно,

$$r = R\cos\theta \quad \text{и} \quad R = \frac{r}{\cos\theta}.$$

В случае полного смачивания $\theta = 0$ и $R = r$. Как мы уже знаем, искривление поверхности ведет к изменению величины поверхностного давления, уменьшая ее при образовании вогнутого мениска и увеличивая при образовании выпуклого.

Представим себе два сообщающихся сосуда, содержащих одну и ту же жидкость, но имеющих разные диаметры, однако достаточно малые для того, чтобы в них могли создаваться искривленные мениски.

Так как поперечники сосудов различны, кривизна менисков, а следовательно, и величины поверхностного давления будут также различны. Допустим, что мы имеем дело с водой, хорошо смачивающей стенки сосудов. В этом случае в сосуде с меньшим поперечником образуется мениск с большей кривизной, нежели в сосуде с большим диаметром. Очевидно, что вследствие этого в сосуде с большим диаметром поверхностное давление будет больше, чем в сосуде с малым диаметром. Благодаря создавшейся разнице давлений (напомним, что сосуды сообщаются между собой) уровень воды в сосуде с меньшим диаметром начнет подниматься, а в сосуде с большим диаметром — опускаться. Это передвижение уровней будет происходить до тех пор, пока разность поверхностных давлений не уравновесится разностью гидростатических давлений столбов воды в сообщающихся сосудах, т. е. до тех пор, пока первая разность не сделается равной весу столба воды, высота которого равна разности уровней в наших сосудах.

Иллюстрацию сказанному находим на рис. 12.

Два капилляра с радиусами r_1 и r_2 опущены в общий большой сосуд с водой. Диаметр большого сосуда настолько велик, что поверхность воды в нем вполне плоская. Вода поднимается в капиллярах на различную высоту: H_1 и H_2. Если R_1 и R_2 — соответственно радиусы кривизны менисков большего и меньшего капилляров, а θ — угол смачивания, то

$$R_1 = \frac{r_1}{\cos\theta} \quad \text{и} \quad R_2 = \frac{r_2}{\cos\theta}.$$

Допустив, что капилляры имеют цилиндрическую форму, а мениски, следовательно, одинаковую кривизну во всех направлениях, на основании формулы Лапласа имеем:

$$P_1 = P_0 - \frac{2}{R_1}\alpha \quad \text{и} \quad P_2 = P_0 - \frac{2}{R_2}\alpha,$$

где P_1 и P_2 — соответственно поверхностные давления в широком и узком капиллярах.

Так как

$$r_1 > r_2, \quad \text{то} \quad R_1 > R_2$$

и очевидно, что

$$P_1 > P_2.$$

Далее,

$$P_0 - P_1 = \frac{2}{R_1}\alpha \quad \text{и} \quad P_0 - P_2 = \frac{2}{R_2}\alpha.$$

Эти две разности являются теми отрицательными давлениями, которые создаются вследствие образования вогнутых менисков. Как мы уже

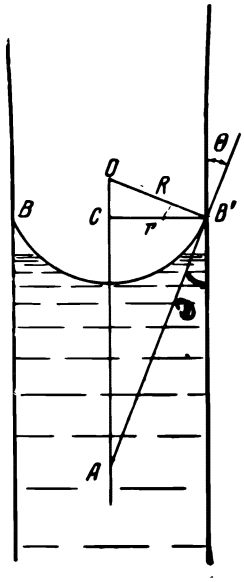


Рис. 11. Мениск в цилиндрическом капилляре.

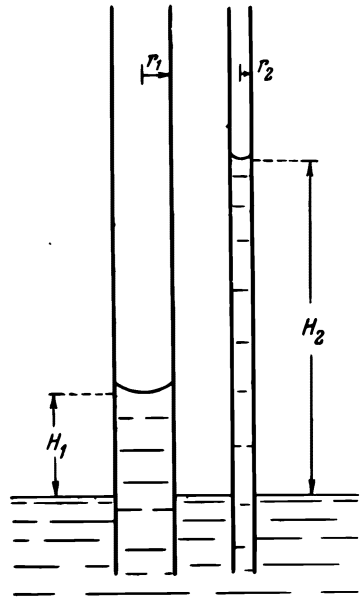


Рис. 12. Равновесное расположение воды в цилиндрических капиллярах различного диаметра.

говорили выше, эти отрицательные давления уравновешиваются давлением столбиков воды в капиллярах. Обозначив плотность воды через d, а через Q_1 и Q_2 — гидростатические давления, оказываемые столбиками воды на 1 см² соответственно в широком и узком капиллярах, имеем:

$$Q_1 = H_1 dg \text{ дин/см}^2 \quad \text{и} \quad Q_2 = H_2 dg \text{ дин/см}^2,$$

где g — ускорение силы тяжести.

Очевидно, что

$$P_0 - P_1 = Q_1 \quad \text{и} \quad P_0 - P_2 = Q_2.$$

Следовательно,

$$\frac{2}{R_1}\alpha = H_1 dg \quad \text{и} \quad \frac{2}{R_2}\alpha = H_2 dg.$$

Так как

$$R_1 = \frac{r_1}{\cos\theta} \quad \text{и} \quad R_2 = \frac{r_2}{\cos\theta},$$

то

$$\frac{2\alpha\cos\theta}{r_1} = H_1 dg \quad \text{и} \quad \frac{2\alpha\cos\theta}{r_2} = H_2 dg,$$

откуда

$$H_1 = \frac{2\alpha\cos\theta}{r_1 dg} \quad \text{и} \quad H_2 = \frac{2\alpha\cos\theta}{r_2 dg}.$$

При полном смачивании и плотности воды, равной 1:

$$H_1 = \frac{2\alpha}{r_1 g} \quad \text{и} \quad H_2 = \frac{2\alpha}{r_2 g}.$$

Таким образом, высота поднятия в капилляре воды обратно пропорциональна радиусу последнего (закон Жюрена).

Вставляем в только что выведенную формулу численные значения величин g и α:

$$g = 981 \text{ см/сек}^2, \quad \text{а} \quad \alpha = 74 \text{ дин/см};$$

$$H = \frac{2 \cdot 74}{r \cdot 981},$$

откуда получаем формулу Жюрена:

$$H \approx \frac{0{,}15}{r} = \frac{0{,}3}{d},$$

где H — высота капиллярного подъема в см;
r — радиус капилляра в см;
d — диаметр капилляра в см.

Возвращаясь к нашим капиллярам, видим, что разность высот поднятия воды в них равна

$$H_2 - H_1 = \frac{2\alpha\cos\theta}{r_2 dg} - \frac{2\alpha\cos\theta}{r_1 dg} = \frac{2\alpha\cos\theta}{dg}\left(\frac{1}{r_2} - \frac{1}{r_1}\right).$$

Что касается скорости поднятия воды в капиллярах, то таковая находится в ином соотношении с диаметром капилляра, нежели высота поднятия: чем меньше диаметр капилляра, тем меньше и скорость поднятия. Это объясняется тем, что с уменьшением диаметра капилляра быстро нарастает величина трения, которая и замедляет капиллярный подъем жидкости.

Скорость капиллярного поднятия в правильных цилиндрических капиллярах может быть вычислена по формуле Уэшберна, вывод которой можно найти в работе Агапова (1937, 99—119). Эта формула имеет следующий вид:

$$l = r\sqrt{\frac{t}{4\eta}\left(\frac{2\alpha}{r}\cos\theta + gdH\right)},$$

где l — длина пути;
r — радиус капилляра;
t — продолжительность поднятия;
η — вязкость жидкости;
α — величина поверхностного натяжения;
θ — угол смачивания;
g — ускорение силы тяжести;
d — плотность жидкости;
H — высота капиллярного поднятия.

К скорости капиллярного поднятия в почвах эта формула непосредственно неприложима вследствие того, что поперечники почвенных пор, как мы знаем, отличаются большой изменчивостью в пространстве.

Подводя итоги всему сказанному о капиллярном передвижении жидкостей, в том числе о капиллярном поднятии воды, с которым мы будем

иметь дело в дальнейшем, мы видим, что и *капиллярное передвижение и капиллярно-равновесные состояния обязаны своим происхождением явлению поверхностного давления*, величина которого изменяется в зависимости от формы поверхности жидкости. Последняя же определяется смачиваемостью твердого тела и поперечником капилляра.

Таким образом, объяснение механизма капиллярного поднятия, встречающееся в некоторых руководствах и заключающееся в том, что жидкость в капилляре благодаря поверхностному натяжению подтягивается по стенкам капилляра,— совершенно неверное.

Весьма остроумно по этому поводу выражается Адам (Adam, 1938, стр. 11). Он говорит: «Жидкость не втягивается в трубку действием гипотетического поверхностного натяжения, тянущегося по стенкам,... ибо еще никто не разъяснил ни того, что представляет собою тот крючок, за который зацепляется это «поверхностное натяжение», ни того, каким образом этот крючок ухитряется подниматься вверх по трубке впереди поднимающегося мениска».

Между тем даже у таких крупных исследователей, как, например, Фрейндлих, мы находим не вполне правильные представления об описываемом явлении. В его книге (Freundlich, 1923, стр. 25) из рис. 6 и соответствующего ему объяснения явствует, что при погружении в сосуд с водой капиллярной трубки сначала смачивается вся ее внутренняя поверхность до самого верха, а затем уже, в силу присущего жидкости стремления уменьшить свою поверхность, которая вследствие этого смачивания оказывается очень большой, жидкость начинает подниматься вверх по трубке. Невольно вспоминаются цитированные выше слова Адама и возникает потребность найти тот крючок, за который зацепилось поверхностное натяжение, тянущее жидкость вверх по трубке.

Еще более фантастические представления, хотя и несколько в ином вкусе, можно найти в книге Фагелера (1938, стр. 130). Он говорит: «*Капиллярное поднятие происходит тогда, когда имеет место сорбция или поглощение молекул жидкости... капиллярная депрессия, наоборот, происходит тогда, когда между твердыми частицами и молекулами жидкости встречаются однородные поля, благодаря чему частицы взаимно отталкиваются. Таким образом, в основе обоих явлений лежит отрицательное или положительное выравнивание электрических полей. Образование менисков представляет вторичное явление.... Мениски не «поднимают» жидкостей. Поднятие происходит благодаря энергии гидратации ионов и молекул на пограничной поверхности твердой и жидкой фаз и мениск образуется только тогда, когда две «поднявшиеся» водные оболочки взаимно сливаются вследствие близости расстояний между пограничными поверхностями фаз*»[1].

Фантастичность этих представлений Фагелера настолько очевидна, что останавливаться более подробно на них сейчас мы не будем, оставляя за собой право вернуться к рассмотрению сущности учения Фагелера о состоянии и движении воды в почве несколько позднее.

Теперь мы должны рассмотреть несколько частных случаев капиллярных явлений.

Представим себе изолированный цилиндрический капилляр, в который мы можем постепенно вводить воду сверху, причем образование воздушных пузырьков исключено.

В некоторый начальный момент в капилляре образуется столбик воды небольшой высоты (рис. 13,*а*). Рассмотрим условия равновесия этого столбика. Он будет находиться под действием трех сил: силы собственной

[1] Курсив автора.

тяжести Q, направленной вниз, поверхностного давления верхнего мениска P_1, направленного тоже вниз, и поверхностного давления нижнего мениска P_2, направленного вверх. Обозначим через h высоту столбика воды в сантиметрах, через d— ее плотность и через r — радиус капилляра в сантиметрах. Вес столбика воды будет, очевидно, равен

$$Q = \pi r^2 h d \text{ г},$$

а давление, развиваемое силою тяжести на 1 см², которое мы обозначим через q:

$$q = \frac{Q}{\pi r^2} = hd \text{ г/см}^2,$$

или

$$q = hdg \text{ дин/см}^2,$$

где g — ускорение силы тяжести в см/сек².

Условие равновесия требует, чтобы

$$P_1 + q = P_2.$$

По формуле Лапласа, если капилляр имеет цилиндрическую форму,

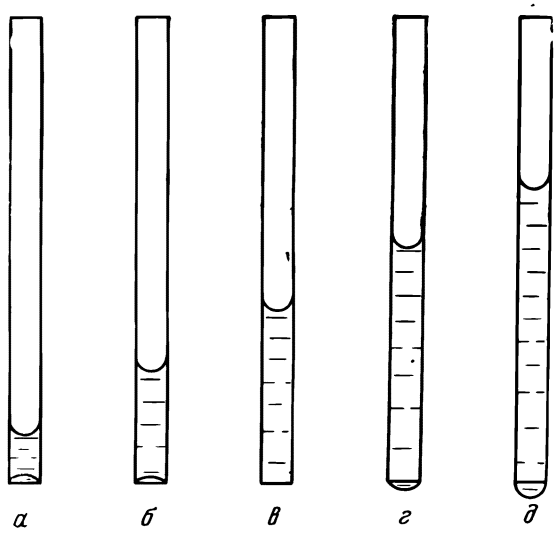


Рис. 13. Подвешенная влага в цилиндрическом капилляре.

$$P_1 = P_0 - \alpha \frac{2}{R_1} \quad \text{и} \quad P_2 = P_0 - \alpha \frac{2}{R_2},$$

где R_1 и R_2 — соответственно радиусы кривизны верхнего и нижнего менисков.

Вставляя это выражение в предыдущее уравнение, получаем

$$P_0 - \alpha \frac{2}{R_1} + hdg = P_0 - \alpha \frac{2}{R_2}, \text{ откуда}$$

$$hdg = \alpha \frac{2}{R_1} - \alpha \frac{2}{R_2}$$

$$\text{и} \quad hdg = 2\alpha \left(\frac{1}{R_1} - \frac{1}{R_2} \right).$$

Таким образом, мы устанавливаем, что условием равновесного состояния такого столбика воды, как бы «висящего» в капилляре, является неодинаковость кривизны верхнего и нижнего менисков. Так как левая половина последнего равенства — величина положительная при всех условиях, то положительной должна быть и правая половина. Следовательно,

$$\frac{1}{R_1} > \frac{1}{R_2} \quad \text{и} \quad R_1 < R_2,$$

т. е. верхний мениск должен иметь меньший радиус кривизны и, следовательно, бо́льшую кривизну, нежели нижний. Лишь при этом условии поверхностное давление, создаваемое нижним мениском, будет больше, чем создаваемое верхним, причем разность этих двух давлений,

направленная снизу вверх, и уравновесит силу тяжести водяного столбика, направленную вниз.

Стоит отметить, что в силу различных причин рассмотренные только что явления у многих авторов трактуются не точно. Так, например, Цункер (Zunker, 1930, стр. 91) при правильных, повидимому, в целом представлениях о природе капиллярных явлений, величину $\alpha\left(\frac{1}{R_1}+\frac{1}{R_2}\right)$ в уравнении Лапласа очень неудачно называет «несущей силой мениска» (Tragkraft des Meniskus). Это создает впечатление, что вогнутый мениск обладает какой-то особой активной силой, имеющей направление от поверхности мениска в окружающее пространство. Разбирая условия равновесия «капиллярно подвешенной» влаги в почве, тот же автор прямо говорит (1930, стр. 124 и рис. 55), что несущая сила верхнего мениска больше, чем несущая сила нижнего мениска, вследствие чего вода как бы подвешивается на верхнем мениске. На самом деле, как мы видели, явление заключается в том, что поверхностное давление, развиваемое нижним мениском, больше, чем поверхностное давление верхнего мениска, благодаря чему вода и удерживается, как бы подпираемая нижним мениском, но по своему положению производит впечатление висящей.

Возвратимся к рис. 13. Если мы будем продолжать вводить воду в наш капилляр, то по мере увеличения высоты h водного столбика величина hdg в уравнении $hdg = 2\alpha\left(\frac{1}{R_1}-\frac{1}{R_2}\right)$ будет также возрастать. Между тем условия равновесия требуют увеличения и правой части уравнения $2\alpha\left(\frac{1}{R_1}-\frac{1}{R_2}\right)$. В ней величина α является постоянной; величина R_1, т. е. радиус кривизны верхнего мениска, также величина постоянная и равная $R_1 = \frac{\cos\theta}{r}$, где θ — угол смачивания. Поэтому правая часть уравнения может увеличиваться только за счет уменьшения величины $\frac{1}{R_2}$ и, следовательно, увеличения величины R_2. Иными словами, кривизна нижнего мениска с увеличением высоты водного столбика будет уменьшаться, вследствие чего поверхностное давление нижнего мениска будет увеличиваться при постоянстве поверхностного давления верхнего мениска. В конце концов наступит момент, обозначенный на рис. 13 буквой *в*,— когда нижний мениск сделается плоским. В этот момент, очевидно,

$$\frac{1}{R_2} = 0 \text{ и } hdg = 2\alpha\frac{1}{R_1}.$$

При дальнейшем увеличении h нижний мениск примет уже выпуклую форму и величина R_2 сделается, в силу имеющегося условия, положительной. Уравнение примет вид

$$hdg = 2\alpha\left(\frac{1}{R_1}+\frac{1}{R_2}\right),$$

что соответствует случаям *г* и *д* на рис. 13.

Кривизна нижнего мениска будет увеличиваться до тех пор, пока образующаяся на конце капилляра капля не оторвется и не упадет вниз. Это будет соответствовать максимальной возможной величине h.

Как мы увидим ниже, явления, подобные только что разобранным, широко распространены в почвах, поэтому механизм этих явлений, с которым мы только что познакомились, нам придется применять для уяснения некоторых закономерностей состояния и движения воды в почвах.

Для того, чтобы облегчить применение этого механизма к явлениям, происходящим в почвах, рассмотрим еще один общий случай — пове-

дение воды в четочных капиллярах, или капиллярах Жамена, пользуясь при этом исследованиями Коссовича (1904) и Лебедева (1936).

Четочными капиллярами называются такие, диаметр которых на протяжении капилляра периодически увеличивается и уменьшается. Таким образом, его внутреннее пространство представляет собой как бы ряд расширений, связанных одно с другим более узкими промежутками. Такой капилляр изображен на рис. 14, *а*. Допустим для простоты рассуждений, что поперечное сечение капилляра представляет собой круг и что все его расширенные и все суженные участки имеют соответственно одинаковые поперечники. На том же рис. 14 под литерами *б* и *в* соответственно изображены два обыкновенных цилиндрических капилляра, из которых более крупный имеет радиус поперечного сечения r_1, равный радиусу расширенных участков четочного капилляра, а более тонкий (*в*) имеет радиус поперечного сечения r_2, равный радиусу суженных участков четочного капилляра.

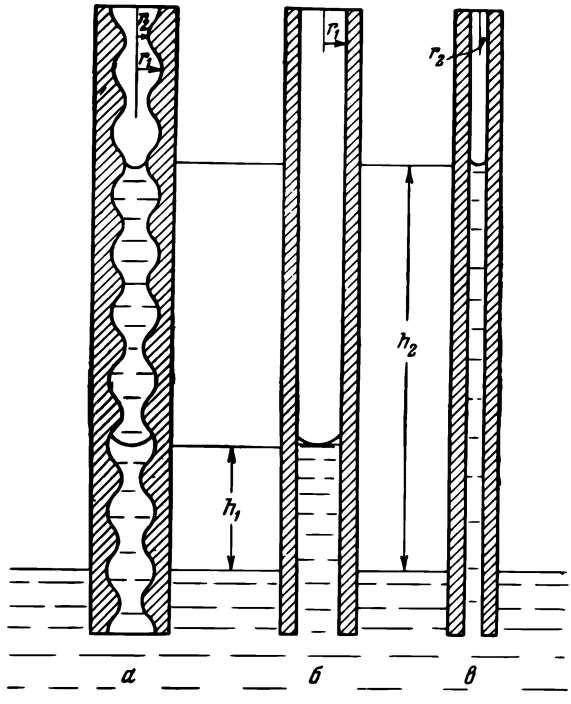


Рис. 14. Равновесие воды в четочном капилляре.

Погрузим все три капилляра нижними концами в воду, так, как это изображено на рис. 14. Пусть высота поднятия в капиллярах *б* и *в* соответственно составит h_1 и h_2 и мениски в этих капиллярах займут положение, указанное на рис. 14. Допустим, что мениск в четочном капилляре при этом окажется в третьем снизу расширении четочного капилляра. Очевидно, что высота поднятия в четочном капилляре будет равна h_1, ибо, по условию, диаметры расширенных участков четочного капилляра и цилиндрического капилляра *б* равны.

Теперь опустим все три капилляра в воду так, чтобы они погрузились целиком, и затем снова поднимем их до прежнего положения. Мениски водяных столбиков в капиллярах *б* и *в* при этом опять, очевидно, займут свои прежние положения. В четочном же капилляре мы будем наблюдать иное. Если после подъема из воды четочный капилляр займет свое старое, указанное на рис. 14 положение, т. е. такое, при котором на высоте h_2 над поверхностью свободной жидкости окажется суженный участок капилляра, то водный мениск при подъеме капилляра остановится именно в этом сужении, на высоте h_2 над уровнем свободной воды во внешнем сосуде. Причина этого явления ясна: соотношения между нормальным поверхностным давлением воды во внешнем сосуде, поверхностным давлением мениска в капилляре и давлением (на единицу поверхности поперечного сечения) столбика воды будут совершенно одинаковыми как в цилиндрическом капилляре *в*, так и в четочном капилляре. Поэтому и уровни воды в обоих этих капиллярах должны установиться на одной и той же высоте h_2.

Таким образом, в четочном капилляре, при данном его положении по отношению к свободной водной поверхности, может наблюдаться не одно, а несколько различных равновесных состояний столбика капиллярной влаги. Задержка воды на более высоком уровне, обусловливаемая нахождением верхнего мениска в суженном участке капилляра, носит название капиллярного гистерезиса.

Продолжим опыт далее. Начнем постепенно опускать уровень воды во внешнем сосуде. Очевидно, что вследствие этого мениск в четочном капилляре, стоявший на высоте h_2, начнет передвигаться вниз сначала с той же скоростью, с которой опускается уровень воды во внешнем сосуде. При этом равновесие между столбиком воды в капилляре и водой во внешнем сосуде будет определяться уравнением

$$P_0 = P_0 - \frac{2\alpha \cos \theta}{r_2} + Q$$

или

$$\frac{2\alpha \cos \theta}{r_2} = Q,$$

где Q — давление столбика воды в капилляре в динах/см², равное $h_2 dg$. Поэтому

$$\frac{2\alpha \cos \theta}{r_2} = h_2 dg.$$

Как только мениск дойдет до самой узкой части перешейка, так сейчас же начнет увеличиваться r_2 в приведенном только что уравнении. Левая часть уравнения начнет уменьшаться, что должно вызвать уменьшение и правой его части. В последней величины d и g являются постоянными и, следовательно, должно уменьшаться h_2, т. е. высота столбика. Но всякое уменьшение высоты столбика в пределах перехода от суженной части четочного капилляра к расширенной снова вызовет увеличение r_2, которое в свою очередь явится причиной дальнейшего уменьшения h_2. Совокупность этих явлений выразится в быстром, почти мгновенном опорожнении расширенной части капилляра, непосредственно прилегающей к тому сужению последнего, в котором мениск находится на высоте h_2. При этом мениск окажется в следующем, нижележащем сужении капилляра. Если мы будем продолжать опускать уровень воды в сосуде, то опоражнивание четочного капилляра будет и дальше происходить таким же образом, т. е. не плавно, а толчками.

Перейдем теперь к рассмотрению поведения воды тоже в четочном капилляре, но изолированном, т. е. не сообщающемся с объемом воды, имеющим свободную поверхность.

В таких четочных капиллярах, в отличие от цилиндрических, влага может удерживаться не только в нижних, но и в верхних и в средних их частях. Этот случай мы сейчас и рассмотрим, так как он ближе всего подходит, в качестве модели, к некоторым случаям удержания влаги, наблюдаемым в почвах и грунтах.

Представим себе четочный капилляр (рис. 15), вначале пустой. Начнем вводить в этот капилляр воду через верхний его конец причем будем делать это постепенно.

Первая же капля воды, попавшая в верхнюю, расширенную, часть капилляра, будет немедленно втянута в ближайшее сужение капилляра. Это произойдет оттого, что мениск, образующийся в суженной части капилляра, имеет бóльшую кривизну и, следовательно, меньшее поверхностное давление. Поэтому суммарная величина веса капли и поверхностного давления верхнего, вначале более плоского мениска вгонит каплю в суженный участок, причем она займет положение, указанное на рис. 15, *а*.

Совершенно очевидно, что при этом капля займет не среднюю часть сужения, а несколько сместится книзу, ибо только при таком условии нижний мениск будет иметь несколько меньшую кривизну и, следовательно, несколько большее поверхностное давление, чем верхний, причем разность между поверхностными давлениями этих двух менисков и уравновесит вес капли.

Будем постепенно прибавлять воду к имеющейся уже капле. Вес и длина образующегося четочного столбика будут при этом увеличиваться, вследствие чего разность величин кривизны верхнего и нижнего менисков будет возрастать, что и сделает возможным удержание четочного столбика в верхнем конце капилляра. Увеличение этой разности будет выражаться в том, что нижний мениск будет все больше и больше приближаться к центру расширенного участка капилляра (рис. 15, *б*). По мере продолжения опыта длина столбика воды, образующегося в капилляре, будет все больше и больше увеличиваться, одновременно с чем будет увеличиваться и присущее ему гидростатическое давление. Однако увеличение длины столбика и связанное с ним увеличение гидростатического давления, которому противостоит разность поверхностных давлений нижнего и верхнего менисков, имеют свой предел. Этот предел возникает тогда, когда гидростатическое давление сделается равным разности поверхностных давлений в момент нахождения нижнего мениска в средней, самой широкой части расширенного участка капилляра; в это время верхний мениск остается в наиболее суженной части капилляра (рис. 15, *в*). В этой точке нижний мениск будет обладать наименьшей кривизной и, следовательно, наибольшим поверхностным давлением, и если в этом момент гидростатическое давление сделается равным разности поверхностных давлений нижнего и верхнего менисков, то очевидно, что дальнейшее увеличение длины столбика сделается невозможным и он начнет целиком быстро стекать вниз. В отдельном четочном капилляре такое стекание в свою очередь не может продолжаться долго, так как некоторая часть влаги остается на пути, прилипая к стенкам. Вследствие этого высота капиллярного столбика постепенно, по мере стекания, уменьшается, и в конце концов должен настать такой момент, когда развиваемое им гидростатическое давление снова сделается несколько меньшим, чем предельная разность поверхностных давлений нижнего и верхнего менисков. В этот момент стекание капиллярного столбика должно прекратиться и он должен повиснуть в средней части капилляра.

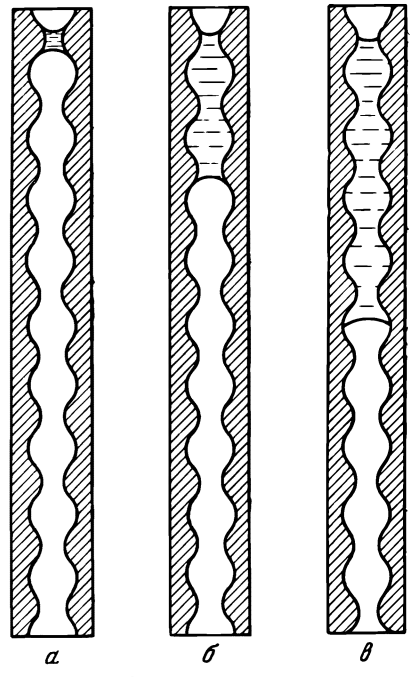


Рис. 15 Капиллярно подвешенная вода в четочном капилляре.

Ниже мы увидим, что эти схематические представления об удержании капиллярной влаги в подвешенном состоянии в различных участках четочных капилляров довольно хорошо воспроизводят некоторые явления, наблюдающиеся в почвах и грунтах.

Таковы условия равновесия в четочных капиллярах при их сплошном заполнении водой. Однако в силу различных явлений в таких капиллярах

очень часто происходит защемление воздуха, т. е. образование воздушных пузырьков. При этом естественно, что капли воды втягиваются в суженные участки капилляров, так как создающиеся в последних мениски обладают меньшим поверхностным давлением, нежели мениски в расширенных участках. Пузырьки же воздуха занимают расширенные участки капилляров. Такой случай изображен на рис. 16. В этом случае каждая капля воды, занимающая суженный участок капилляра, удерживается самостоятельно разностью поверхностных давлений менисков, ограничивающих ее сверху и снизу; капли друг с другом не связаны и, следовательно, не могут передавать гидростатического давления.

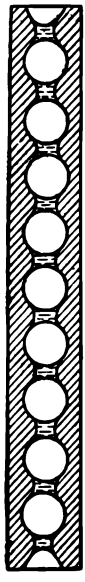


Рис. 16. Стыковая вода в четочном капилляре

6. ПОВЕДЕНИЕ ВОДЫ В «ИДЕАЛЬНОЙ ПОЧВЕ»

Пользуясь в качестве модели четочными капиллярами, можно приблизиться к пониманию капиллярных явлений в другой модели — в «идеальной почве», с некоторыми свойствами которой мы ознакомились выше, в главе I.

Как мы видели, поперечник пор в «идеальной почве» обладает изменчивостью, подобной той, которую мы имеем в четочном капилляре. Поэтому мы можем ожидать, что в «идеальной почве» мы встретимся с теми же закономерностями, которые мы нашли для четочных капилляров.

Исходя из размеров пор, выведенных нами выше, получаем следующие соотношения между диаметром наиболее узких и наиболее расширенных участков «капилляров» в «идеальной почве»:

при кубической упаковке

$$\frac{0{,}73}{0{,}41} = 1{,}78;$$

при гексагональной упаковке

$$\text{от } \frac{0{,}288}{0{,}155} = 1{,}86 \text{ до } \frac{0{,}414}{0{,}155} = 2{,}66.$$

Наибольшая высота капиллярного подъема воды в «идеальной почве» определяется, естественно, поперечниками наиболее узких проходов. Пользуясь ранее выведенной формулой

$$H \approx \frac{0{,}15}{r}$$

и учитывая, что, например, для кубической упаковки

$$r = 0{,}41R,$$

где R — радиус частиц, получаем

$$H \approx 0{,}366\,\frac{1}{R}.$$

Опытные данные показывают, что для некоторых реальных систем высота капиллярного подъема хорошо подчиняется только что выведенной формуле.

Так, например, Долговым (1948, табл. 50) была определена высота капиллярного подъема в колонках из зерен кирпича разного размера. В табл. 7 мы приводим высоты капиллярного подъема, найденные Долговым и рассчитанные по выше приведенной формуле.

Таблица 7

Высоты капиллярного подъема воды в колонках из зерен кирпича, найденные экспериментально Долговым (1948) и полученные расчетным путем

Размер зерен в мм		Высота капиллярного подъема в см	
от — до	среднее	найденная экспериментально	расчетная
2—1	1,5	5,0	4,9
1—0,5	0,75	10,8	9,8
0,5—0,25	0,375	16,3	19,6
0,25—0,10	0,175	41,0	42,0

Схождение, как видим, получается довольно удовлетворительное.

Сам Долгов отмечает, что, исходя из найденных им высот капиллярного подъема, можно вычислить средний эффективный диаметр пор, который оказывается равным 0,42 диаметра зерен. Эта величина почти точно равна теоретической (0,41).

Пользуясь «идеальной почвой», как моделью, мы должны рассмотреть еще одно явление, относящееся к капиллярному поведению воды в почве: возникновение изолированных скоплений воды в точках контакта частиц между собой.

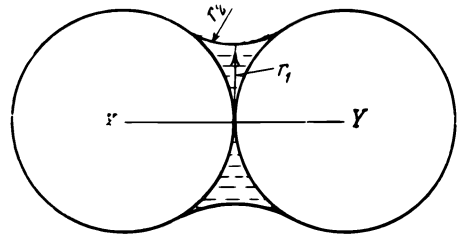


Рис. 17. Водная манжета (стыковая вода) между двумя шарообразными частицами.

Подобные скопления образуются при постепенном поступлении воды, когда она не заполняет всего просвета пор между частицами. Такое скопление воды изображено на рис. 17. Вокруг точки соприкосновения частиц при этом образуется водное тело, представляющее собой, как это видно на рисунке, двояковогнутую линзу, боковая поверхность которой выпукло-вогнутая. Двоякая кривизна этой боковой поверхности измеряется радиусами r_1 и r_2 (рис. 17). При этом из рисунка не трудно понять, что кривизна, измеряемая радиусом r_1, соответствует выпуклой поверхности, а кривизна, измеряемая радиусом r_2, соответствует вогнутой поверхности. Вся кривизна этой поверхности, таким образом, измеряется величиной

$$\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2},$$

и поверхностное давление под этой поверхностью будет равняться по формуле Лапласа

$$P = P_0 + \alpha\left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2}\right).$$

Такое отдельное скопление воды принято называть водной манжетой, а всю совокупность воды, находящейся в почве в форме таких манжет,— стыковой, или пендулярной, водой.

Так как в этой формуле r_2 всегда меньше, чем r_1, то $\frac{1}{r_2}$ всегда больше, чем $\frac{1}{r_1}$. Поэтому величина, стоящая в скобках, всегда бывает отрицательной, вследствие чего поверхностное давление в водной манжете всегда бывает меньше нормального. Это и способствует удержанию манжеты около точки стыка частиц.

При постепенном поступлении влаги в «идеальную почву» водные манжеты, возникающие в точках стыка частиц, сначала между собою не соприкасаются, как это изображено на рис. 18, *а*. По мере дальнейшего поступления влаги они начинают постепенно расти. Дальше может быть два случая. Если размер шарообразных частиц достаточно велик, то еще до момента слияния водных манжет между собой наступит такое положение,

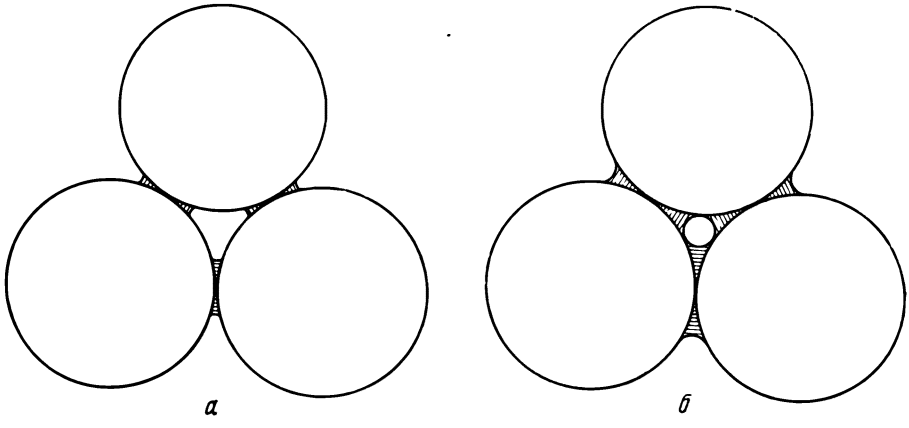


Рис. 18. Возникновение и смывание манжет стыковой воды между шарообразными частицами.

когда вес воды, составляющей манжету, сделается больше, чем удерживающие ее капиллярные силы. Как только это произойдет, так сейчас же избыток воды стечет по поверхности частиц и манжета снова приобретет те предельные размеры, при которых ее вес уравновешивается капиллярными силами. Таким образом, при большом размере шарообразных частиц смыкания манжет между собой происходить не может и объем каждой манжеты, а следовательно, и общее количество стыковой воды имеют известные пределы.

В том же случае, когда размеры частиц невелики, манжеты, постепенно увеличиваясь в своих размерах, в конце концов сливаются между собой, как это показано на рис. 18, *б*. Можно рассчитать, что в момент слияния общий объем воды, составляющий манжеты, равняется 18,3% от общего объема пор при кубической упаковке и 22,6% — от объема пор при гексагональной упаковке.

Для вычисления объема отдельной манжеты в работе Фишера (Fisher, 1930) приводится формула:

$$V = 2\pi R^3 (\sec\theta - 1)^2 \left[1 - \left(\frac{\pi}{2} - \theta\right) \operatorname{tg}\theta\right],$$

где θ — угол между линией, соединяющей центры частиц, и радиусом, проведенным из центра частицы к краю манжеты (рис. 17);

R — радиус частицы.

Эта формула дает величины приближенные, но весьма близкие к истинным.

С того момента, когда отдельные водные манжеты начинают соприкасаться одна с другой, водное тело, создающееся в почве, начинает приобретать свойство сплошности, непрерывной связности. Одновременно в «идеальной почве» продолжает существовать и система воздушных промежутков, также сплошь связанных. Такое состояние влаги принято называть фуникулярным по предложению Верлюи (Versluys, 1917).

Дальнейшее поступление влаги приводит уже к тому, что поры начинают заполняться ею сплошь. Большая часть воздуха при этом уходит из системы, но некоторая его часть, особенно при быстром заполнении системы водой, может остаться, но уже в виде изолированных воздушных пузырьков. Такой воздух носит название защемленного воздуха. Это состояние влаги, когда она образует сплошное тело, в то время как воздух или отсутствует или находится в форме изолированных скоплений, было названо Верлюи капиллярным состоянием.

Этим трем состояниям влаги в «идеальной почве» — пендулярному, фуникулярному и капиллярному многие исследователи, начиная с Верлюи (1917), придавали универсальное значение, пытаясь свести к этим состояниям и взаимной их смене все поведение влаги в природных почвах. В последнее время этой концепцией широко пользовался Долгов (1948). Эти попытки являются примером забвения того, что самая лучшая модель есть все же только модель и она не может заменить собой того природного тела, моделью которого служит. Мы видели выше и еще увидим далее, что в некоторых случаях закономерности, устанавливаемые на «идеальной почве», действительно могут переноситься и на реальные тела. Но это не значит, что такое перенесение возможно во всех случаях. Как только от почв и грунтов крупнозернистых (песчаных) мы переходим к почвам и грунтам тонкозернистым (суглинистым и глинистым), так сейчас же концепция Верлюи, игнорирующая явления сорбции влаги (в широком смысле этого слова), оказывается непригодной и попытки механически, насильственно втиснуть в Прокрустово ложе этой концепции все разнообразие наблюдающихся явлений заводит исследователя в тупик.

7. КАПИЛЛЯРНАЯ КОНДЕНСАЦИЯ

Последний вопрос, который нам следует рассмотреть в этой главе, это вопрос о так называемой капиллярной конденсации.

Мы видели выше, что в результате капиллярных явлений в полостях, порах, трубках малого диаметра могут возникать мениски — небольшие участки поверхности жидкости, обладающие кривизной различного знака и различной величины.

С поверхности этих менисков происходит испарение жидкости. Если пространство, в котором находится мениск, сделать замкнутым, то оно, как известно, вскоре насытится парами жидкости, т. е. упругость паров жидкости в воздухе, наполняющем это пространство, сделается постоянной. Хорошо известно из физики, что упругость такого насыщающего пространство пара зависит для данной жидкости прежде всего от температуры, причем именно так, что с повышением температуры и упругость пара, насыщающего пространство, увеличивается. Оказывается, однако, что эта упругость зависит не только от температуры, но также и от кривизны поверхности и именно так, что над вогнутой поверхностью упругость

меньше, а над выпуклой — больше, чем над плоской. При этом в первом случае упругость уменьшается с увеличением кривизны поверхности и во втором — увеличивается. Это явление было открыто Томсоном (лордом Кельвином) и иногда именуется «эффектом Томсона». Томсон дал и математическое выражение зависимости, связывающей кривизну поверхности жидкости с упругостью насыщенного пара над ней. Эта зависимость выражается следующим уравнением:

$$RT \ln \frac{P}{P_0} = \frac{2M\alpha}{dr},$$

где R — газовая константа;
T — абсолютная температура;
P_0 — давление пара, насыщающего пространство над плоской поверхностью жидкости при $T°$;
P — равновесное давление пара над искривленной поверхностью жидкости при $T°$;
M — молекулярный вес жидкости;
α — поверхностное натяжение жидкости при $T°$;
d — плотность жидкости при $T°$;
r — радиус кривизны поверхности жидкости, в равновесии с которой находится пар, имеющий давление P.

Представим себе два водных скопления, находящиеся в замкнутом пространстве на одном уровне при одинаковой температуре и обладающие поверхностями различной кривизны. Вследствие того, что пространство замкнутое, воздух в нем будет насыщен водяным паром. При этом абсолютная упругость пара над менее вогнутой поверхностью, как сказано выше, будет выше, чем над более вогнутой. Вследствие этого начнется перегонка водяного пара с первой поверхности на вторую. Это будет происходить до тех пор, пока не израсходуется весь запас влаги из первого скопления или пока, в силу тех или иных причин, кривизна обеих поверхностей не сделается одинаковой.

Эффект Томсона и лежит в основе явлений капиллярной конденсации, которое, при известных условиях, наблюдается в почвах и других пористых телах. Если с почвой, имеющей ту или иную влажность, соприкоснется воздух, насыщенный водяным паром (а степень насыщенности воздуха мы определяем путем сравнения с упругостью пара, насыщающего пространство над плоской поверхностью воды), то влага, находящаяся в таком воздухе, начнет конденсироваться в почве, вследствие того, что вода в почве всегда образует скопления, ограниченные вогнутыми поверхностями, над которыми упругость насыщающего пространство пара меньше, чем над плоской поверхностью.

Как будет показано в следующей главе, капиллярная конденсация достигает заметной величины лишь при влажности почвы, близкой к величине максимальной гигроскопичности.

Глава III

ПАРООБРАЗНАЯ ВЛАГА И ТВЕРДАЯ ФАЗА ПОЧВЫ

1. СУЩНОСТЬ ЯВЛЕНИЙ И МЕТОДЫ ИХ ИЗУЧЕНИЯ

В природе совершенно сухая почва встречается, по всей вероятности, весьма редко. Только в пустынях тропического пояса, где поверхность почвы, особенно в случае темной ее окраски, может нагреваться днем до температуры, превышающей 100°, можно допустить в дневные часы полное высыхание самого поверхностного слоя почвы. Но даже в этом, крайнем, случае почва, начиная с глубины нескольких миллиметров или очень немногих сантиметров, уже не может быть вполне сухой и должна содержать хотя бы небольшое количество влаги. Хорошо известно, что вполне сухая на вид почва, долгое время хранившаяся в лаборатории, как говорят, «воздушно-сухая почва», всегда содержит в себе некоторое количество влаги, так называемой гигроскопической влаги. Для получения почвы вполне сухой мы прибегаем к тем или иным искусственным приемам обезвоживания образца почвы.

Наиболее простым и наиболее часто применяющимся способом является нагрев почвы. Опыт показывает, что для полного обезвоживания почвы последнюю необходимо нагреть до температуры, несколько превышающей точку кипения воды, т. е. в обычных условиях — до температуры, несколько превышающей 100° С. Обычно нагревают при температуре 105—110°[1]. Периодически взвешивая взятое количество почвы, мы можем убедиться в том, что вес высушиваемой почвы сначала будет уменьшаться, а затем сделается постоянным, что и будет означать конец обезвоживания. Если мы взяли почву воздушно-сухую, то потеря в весе, отнесенная к весу оставшейся сухой почвы и выраженная в процентах от последнего, будет называться содержанием в почве гигроскопической воды. Процесс обезвоживания идет довольно медленно и для своего завершения требует нескольких часов, даже если была взята небольшая навеска почвы, порядка нескольких граммов. Чем больше почва содержит органического вещества, в особенности полуразложившихся растительных остатков, тем большего времени требует ее обезвоживание.

[1] Некоторые исследователи, как, например, Бевер и Хорнер (Baver and Horner, 1933), выражают сомнение по поводу того, что при 110° адсорбированная вода удаляется полностью. По их наблюдениям, влияние природы обменного катиона на количество адсорбированной воды (о чем см. ниже) простирается, при постепенном обезвоживании, вплоть до температуры 250°.

Другой способ обезвоживания почвы заключается в помещении навески почвы в замкнутое пространство, в котором одновременно помещается какое-либо вещество, способное поглощать из воздуха водяной пар, т. е. такое вещество, которое создает в окружающем его пространстве упругость водяного пара, весьма близкую к нулю. В качестве такого вещества чаще всего применяется фосфорный ангидрид — P_2O_5, упругость водяного пара над которым практически равна нулю. Смысл действия такого водопоглощающего вещества заключается в том, что, обезвоживая находящийся над ним воздух, оно тем самым вызывает испарение влаги, находящейся в почве. Испаряющаяся из почвы влага снова поглощается тем же водоотнимающим веществом, и этот процесс идет до тех пор, пока почва не потеряет всей влаги, которая и будет поглощена примененным водопоглотителем. Естественно, что такой способ высушивания почвы гораздо более медленный и требует для своего завершения нескольких суток. В практике почвенных исследований к нему прибегают довольно редко и в тех именно случаях, когда почва содержит в себе окисляющиеся или летучие вещества, главным образом органические, которые могут окислиться или улетучиться и тем самым изменить вес почвы при нагревании до 105°.

Обезвоженная тем или иным способом почва обладает способностью снова поглощать водяной пар из воздуха. В этом не трудно убедиться, оставив навеску сухой почвы хотя бы в лабораторном помещении и периодически ее взвешивая. Ее вес начнет увеличиваться и в конце концов достигнет приблизительно исходной величины, которую она имела до высушивания, если для опыта была взята воздушно-сухая почва, хранившаяся в лаборатории. Это явление — поглощение почвой водяного пара из воздуха — называется процессом *сорбции* водяного пара, а свойство почвы сорбировать парообразную влагу называется *гигроскопичностью*.

Опыт показывает, что количество водяного пара, сорбируемого почвой, зависит от относительной влажности того воздуха, с которым соприкасается почва, и именно таким образом, что чем больше относительная влажность воздуха, тем большее количество влаги из него сорбирует почва.

При относительной влажности воздуха, равной 1,0, т. е. когда воздух насыщен водяным паром, количество воды, сорбируемой почвой, достигает своей максимальной величины.

Заканчивая же насыщение почвы влагой при относительной влажности воздуха, весьма близкой к 1,0, но все же не достигающей полного насыщения (обычно это делается при относительной влажности воздуха, равной 0,94), мы получаем некоторую условную величину влажности, которая носит название *максимальной гигроскопичности почвы*. Эта величина приближенно характеризует собой способность почвы связывать влагу на поверхности своих частиц.

Зависимость между относительной упругостью водяного пара и количеством влаги, сорбируемой почвой, была предметом изучения ряда исследователей.

Метод исследования обычно заключается в следующем.

Серию навесок данной почвы, находящихся в бюксах, помещают в серию эксикаторов, на дне которых налита серная кислота различных, но точно известных концентраций, начиная от сильно концентрированной, почти безводной кислоты и кончая кислотой слабой концентрации. Каждой концентрации серной кислоты соответствует, как известно, определенное давление водяного пара, во всех случаях меньшее, чем давление пара чистой воды, насыщающего пространство при данной температуре. Поэтому в серии эксикаторов создается различная относительная влажность

воздуха, начиная от очень низких величин над концентрированной серной кислотой и кончая близкими к 100% над слабыми ее растворами. Если мы поместим в эти эксикаторы серию навесок одной и той же почвы, которую мы предварительно тем или иным способом полностью обезводили (или, наоборот, увлажнили), то все эти навески начнут поглощать (или терять) влагу из воздуха, находящегося в эксикаторе; это будет заметно по тому, что вес навесок начнет увеличиваться (или уменьшаться). Изменение веса будет продолжаться, однако, лишь до известного предела, а именно до того момента, пока упругость пара над почвой не сделается равной упругости пара над серной кислотой данной концентрации. Чем слабее кислота, тем больше влаги останется в почве. По достижении этого предела вес навески делается постоянным, по чему мы может судить, что процесс сорбции (или десорбции) влаги из водяного пара прекратился. Определив этот вес и зная вес взятой сухой почвы (что определяется обычно путем высушивания данной навески), мы можем установить, какое же количество влаги содержит почва, находящаяся в равновесии с воздухом, имеющим ту или иную относительную влажность. Получив серию этих величин, для различных значений относительной влажности воздуха, и выразив графически зависимость одного ряда величин от другого, мы получаем так называемую изотерму сорбции водяного пара.

Другой метод изучения зависимости между влажностью почвы и относительной упругостью водяного пара, с которым почва находится в равновесии, заключается в следующем. Навеску влажной почвы помещают в замкнутый сосуд таким образом, что над поверхностью почвы остается свободное пространство, заполненное воздухом. По истечении некоторого времени, необходимого для установления равновесия, в воздухе над поверхностью почвы определяют относительную влажность, пользуясь для этого хотя бы методом нахождения точки росы.

2. КОЛИЧЕСТВЕННЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ

Перейдем теперь к ознакомлению с процессом сорбции водяного пара почвой и с той зависимостью, которая существует между влажностью почвы и относительной влажностью воздуха.

В литературе можно найти довольно большое число исследований, посвященных этому вопросу. Таковы работы Родевальда (Rodewald, 1902, 1904), Митчерлиха (Mitscherlich, 1901), Сперанского и Крашенинникова (1907), Томаса (Thomas, 1921, 1924, 1928), Курона (Kuron, 1930, 1931, 1932) и других.

Одной из самых ранних работ на эту тему является работа Сперанского (Сперанский и Крашенинников, 1907).

Сперанский помещал почву с определенной влажностью, меньшей, чем ее максимальная гигроскопичность, в закрытое пространство и по установлении равновесия определял точку росы в пространстве над почвой. По точке росы и температуре опыта определялась абсолютная и относительная влажность воздуха.

В результате своих опытов Сперанский пришел к выводу, что «... кривые, выражающие зависимость упругости пара от количества воды в почве,... имеют вид парабол», и выразил математически эту зависимость следующим уравнением:

$$\frac{\left(\frac{P}{P_0}\right)^2}{a - a_0} = C = \text{const}$$

или

$$a = a_0 + K\left(\frac{P}{P_0}\right)^2,$$

где P — равновесная абсолютная упругость водяного пара;
P_0 — абсолютная упругость водяного пара, насыщающего пространство при той же температуре;
$\frac{P}{P_0}$ — относительная равновесная упругость водяного пара;
a — количество сорбированной воды на единицу массы сухой почвы,
a_0, C, K — постоянные величины.

Оставив в стороне соображения Сперанского о физическом смысле величины a_0, как недостаточно, повидимому, обоснованные, отметим, что опыты Сперанского не охватывали низких интервалов относительной

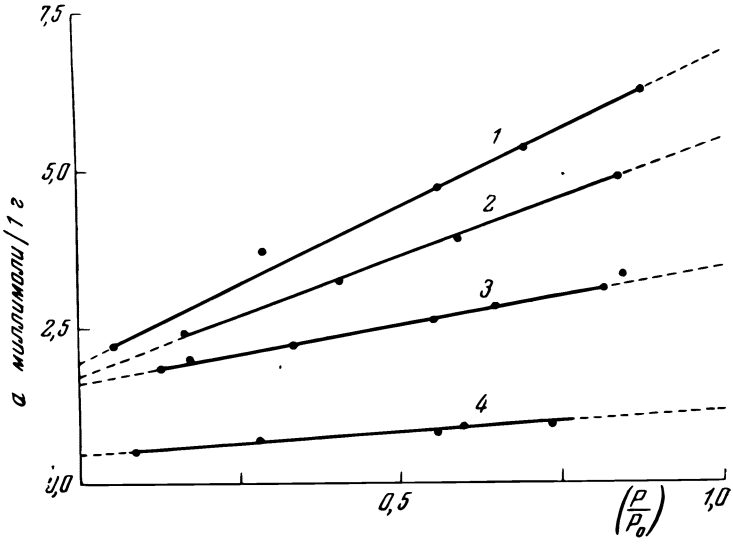


Рис. 19 Графическое изображение зависимости $a = a_0 + K\left(\frac{P}{P_0}\right)^2$ по данным Сперанского.

1 — черновем воронежский; *2* — черновем «Кроткое»; *3* — темносерая почва Орловской губернии; *4* — подзолистая почва Смоленской губ.

влажности воздуха. Наинизшие значения последней в его опытах варьировали от 0,23 до 0,41.

Вместе с тем закономерность, установленная Сперанским по его опытам с четырьмя почвами, действительно оправдывается весьма хорошо, что не трудно усмотреть из рис. 19, на котором изображены составленные нами, по данным Сперанского, графики, отвечающие зависимости

$$[a = a_0 + K\left(\frac{P}{P_0}\right)^2$$

для четырех исследованных Сперанским почв. Почти все наблюденные точки хорошо укладываются на отрезках прямых линий.

Обширный экспериментальный материал по интересующему нас вопросу мы находим в работах Курона (Kuron, 1930, 1931, 1932а, 1932б, 1932в, 1934а, 1934б, 1936). Этот исследователь пользовался первым из описанных выше методов, т. е. выдерживал навески почвы до постоянного веса в эксикаторах над серной кислотой разной концентрации. В большинстве случаев он применял следующие концентрации серной кислоты,

получая соответствующие величины относительной влажности почвенного воздуха:

H_2SO_4 в %	$\frac{P}{P_0}$	H_2SO_4 в %	$\frac{P}{P_0}$
10	0,942	54	0,286
20	0,868	60	0,177
30	0,748	70	0,069
39	0,582	74	0,034
48,5	0,383		

Всего им было исследовано 49 естественных (не считая насыщенных различными катионами) объектов — разных глин и почв.

Основной вывод из его работы заключается в том, что начальные стадии сорбции паров воды почвами и глинами подчиняются так называемому уравнению сорбции Фрейндлиха, которое имеет вид:

$$a = \alpha \left(\frac{P}{P_0}\right)^{\frac{1}{n}},$$

где a — количество сорбированной воды на единицу массы сорбента (почвы);

P — равновесная абсолютная упругость водяного пара;

P_0 — упругость водяного пара, насыщающего пространство при той же температуре;

$\frac{P}{P_0}$ — относительная равновесная упругость водяного пара, выраженная в долях единицы;

α и n — константы.

Логарифмируя это уравнение, мы преобразуем его в линейное:

$$\lg a = \lg \alpha + \frac{1}{n} \lg \frac{P}{P_0}.$$

Все 49 исследованных Куроном объектов обнаружили превосходное подчинение уравнению Фрейндлиха в начальных стадиях процесса сорбции, т. е. при низких относительных упругостях водяного пара, не превышающих величины 0,383.

На рис. 20 приведены в качестве примера несколько изотерм сорбции по данным Курона, а на рис. 21 — те же изотермы в логарифмической форме.

Величины α, определявшиеся Куроном графическим путем, колебались для различных объектов от 0,3 до 7,4, а константы $\frac{1}{n}$ для тех же объектов изменялись в пределах от 0,392 до 0,633, в громадном большинстве случаев, однако, будучи заключены в более тесные пределы: от 0,44 до 0,50.

Всматриваясь в кривые на рис. 21, не трудно понять физический смысл констант приведенных выше уравнений. Четыре кривые, изображенные на этом рисунке, относятся к четырем механическим фракциям: $>0{,}02$, 0,02—0,006, 0,006—0,002 и $<$ 0,002 мм, выделенным из глины Версингаве. Прямолинейные участки кривых идут почти параллельно, т. е. с почти одинаковыми величинами $\frac{1}{n}$, численно характеризующими величину наклона этих прямолинейных отрезков. Эти величины равняются:

Для кривой, относящейся к частицам	
$>0{,}02$ мм	0,443
0,02—0,006 мм	0,448
0,006—0,002 мм	0,448
$<0{,}002$ мм	0,466

т. е. весьма близки друг к другу.

Величины $\lg \alpha$ определяются по величинам отрезков оси ординат при $\frac{P}{P_0} = 1$, ибо при этом условии $\frac{1}{n} \lg \frac{P}{P_0} = 0$ и $\lg a = \lg \alpha$.

Продолжив прямолинейные отрезки кривых на рис. 21 вправо, до пересечения с ординатой, соответствующей $\frac{P}{P_0} = 1$, мы можем определить величины $\lg \alpha$, а по ним и самые величины α. Эти величины равны:

Для кривой, относящейся к частицам	$\lg \alpha$	α
>0,02 мм	$\bar{1}$,475	0,299
0,02—0,006 мм	$\bar{1}$,970	0,932
0,006—0,002 мм	0,335	2,16
<0,002 мм	0,745	5,56

Учитывая зависимость величины α от размера частиц, а именно увеличение α с уменьшением размера частиц, не трудно заключить, что эта величина характеризует собой изменение величины суммарной поверхности частиц, на которой происходит сорбция молекул воды. Мы не хотим этим сказать, что величина α находится в прямой пропорциональной зависимости от величины поверхности. Как мы увидим ниже, с уменьшением размера частиц сорбция воды увеличивается не пропорционально увеличению суммарной поверхности, а значительно медленнее. Поэтому и зависимость между величиной α и суммарной поверхностью не может быть линейной, а должна быть гораздо более сложной. Но какова бы она ни была, все же константа α в первом из уравнений отражает именно фактор величины поверхности. Что же касается второй константы — показателя степени $\frac{1}{n}$, то он, очевидно, характеризует качество поверхности, от которого зависит та или иная величина сорбции на единицу поверхности при данном размере частиц. Так, Курон (1932) отмечает, что с увеличением содержания гумуса величина $\frac{1}{n}$ уменьшается, причем обратная зависимость между величиной $\frac{1}{n}$ и содержанием гумуса является почти линейной.

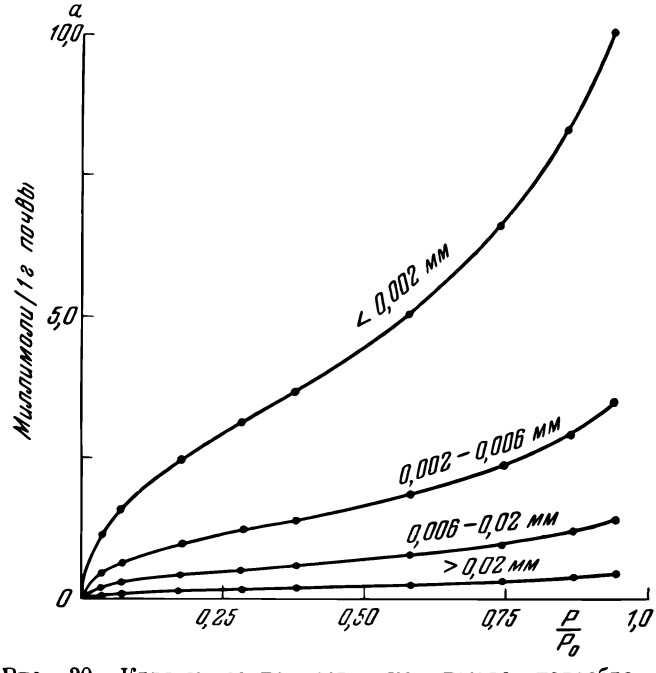


Рис. 20. Кривые зависимости количества парообразной влаги, адсорбированной почвой, от относительной упругости пара. Почва из Версингаве (по данным Курона).

Как было уже сказано выше, процесс сорбции водяного пара почвой подчиняется уравнению Фрейндлиха лишь до известного предела, именно до тех пор, пока величина $\frac{P}{P_0}$ не превысит примерно 0,38. Близкие предельные величины были получены, как указывает Курон (1930), и другими исследователями, как, например, Левенштейном, Пури, Краузером и Кином и Нейгеборном. Округленно эта величина может считаться равной 0,4. При дальнейшем увеличении $\frac{P}{P_0}$ величина a, т. е. количество сорбированной воды, увеличивается быстрее, чем полагалось бы по уравнению Фрейндлиха, как это не трудно видеть из рис. 21, на котором прямолинейные участки кривых переходят в криволинейные со все возрастающим, по мере приближения величины $\frac{P}{P_0}$ к единице, наклоном.

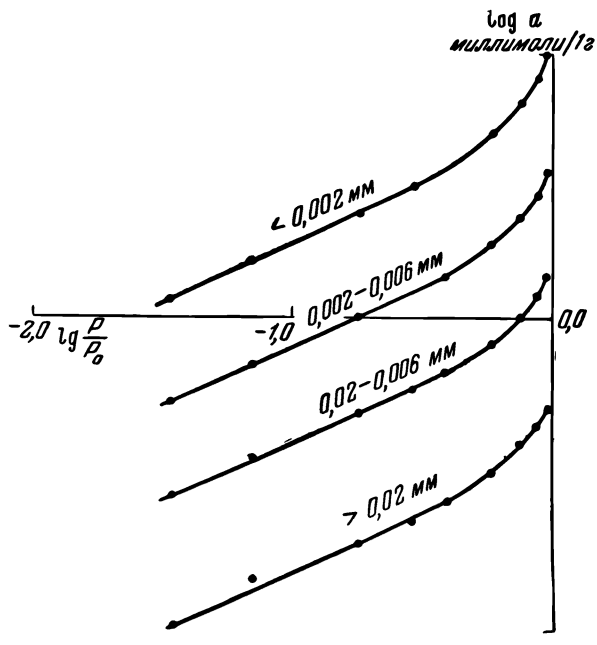


Рис. 21. Кривые зависимости количества парообразной влаги, адсорбированной почвой, от относительной упругости водяного пара в логарифмической форме. Почва из Версингаве (по данным Курона).

Таким образом, работа Сперанского и работа Курона устанавливают математическую зависимость между относительной упругостью водяного пара, с одной стороны, и количеством его, сорбируемым почвой, — с другой, для различных интервалов величин относительной упругости водяного пара. При этом обе работы приводят к близким по форме уравнениям сорбции, но с резко отличными величинами показателей степени при величине $\frac{P}{P_0}$, как это не трудно видеть из следующего сопоставления уравнений Сперанского и Курона.

Уравнение Сперанского:

$$a = a_0 + K\left(\frac{P}{P_0}\right)^2. \qquad (1)$$

Уравнение Фрейндлиха — Курона:

$$a = \alpha\left(\frac{P}{P_0}\right)^{\frac{1}{n}}. \qquad (2)$$

Пользуясь богатым экспериментальным материалом Курона, мы сделали попытку проверить на этом материале справедливость уравнения Сперанского для средних интервалов относительной влажности воздуха.

В результате этой попытки оказалось, что данные Курона действительно хорошо укладываются в формулу Сперанского в пределах некоторого среднего интервала значений величины $\frac{P}{P_0}$ — начиная от $\frac{P}{P_0} = 0{,}354$, реже от $\frac{P}{P_0} = 0{,}260$, и кончая $\frac{P}{P_0} = 0{,}868$, значительно реже $\frac{P}{P_0} = 0{,}748$ и в трех случаях из 49 кончая $\frac{P}{P_0} = 0{,}582$.

На рис. 22 мы приводим кривые, отвечающие уравнению $a = a_0 + K\left(\frac{P}{P_0}\right)^2$ для тех же четырех механических фракций почвы Версингаве, а в табл. 8 приводим для всех 49 объектов, исследованных Куроном, константы обоих уравнений и те пределы величин $\frac{P}{P_0}$, в которых экспериментальные данные укладываются в эти уравнения. Данные табл. 8 получены нами в результате графической обработки всех данных Курона по обоим уравнениям, приведенным выше.

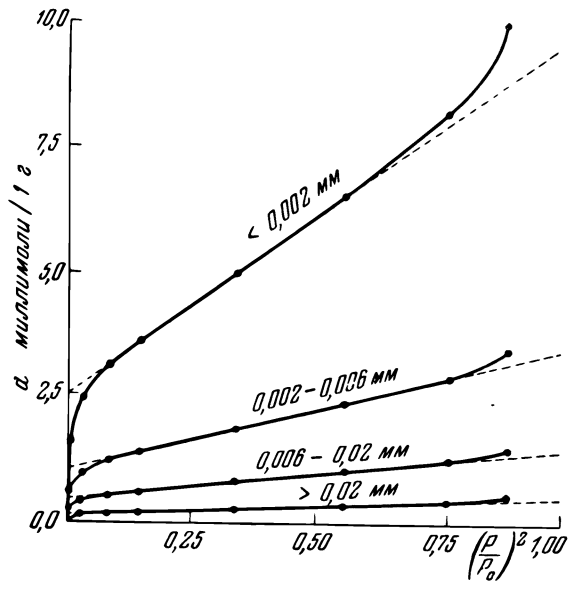


Рис. 22. Кривые зависимости количества адсорбированной почвой парообразной влаги от относительной упругости водяного пара. Почва из Версингаве (данные Курона, обработанные по уравнению Сперанского)

Из графика на рис. 22, вполне репрезентативного для всех 49 графиков, построенных нами, видно, что переход начального искривленного участка кривой в прямолинейный достаточно отчетливый и резкий. Сопоставляя далее величины $\frac{P}{P_0}$, при которых имеет место этот переход, т. е. при которых кончается область приложения уравнения (1) и начинается область приложения уравнения (2), мы видим (см. табл. 8), что эти величины в большинстве случаев совпадают, реже несколько перекрывают друг друга и еще реже отделяются друг от друга небольшим промежутком. Последний случай не противоречит общему правилу, поскольку графики не являются непрерывными, а построены по точкам, отделенным друг от друга теми или иными промежутками. Точка перехода может оказаться между наблюденными точками. Факт совпадения конечной точки интервала приложимости уравнения (1) и начальной точки интервала приложимости уравнения (2) позволяет сделать вывод о том, что на изотерме адсорбции могут быть выделены два участка, в большинстве случаев достаточно отчетливо отделяющиеся друг от друга, значительно реже — связанные друг с другом плавным, но быстрым переходом. Первый (начальный) из этих участков подчиняется уравнению (2), а второй (средний) — уравнению (1). Показатели степени при величинах $\frac{P}{P_0}$ в обоих уравнениях резко различны: в первом случае приблизительно 0,5, во втором случае 2. Такое значительное изменение этого показателя указывает на наличие резкого изменения в природе явления. Граница между этими двумя участками изотермы отвечает величине $\frac{P}{P_0}$ около 0,35 (средняя для 49 объектов — см. табл. 8 — 0,354), т. е. примерно первая треть изотермы отвечает уравнению (2). Второй участок изотермы оканчивается при величинах $\frac{P}{P_0}$ от 0,582 до 0,942, в среднем для 49 объектов при 0,810.

Таблица 8

Результаты графического исследования изотерм адсорбции водяного пара почвами по данным Курона

Почва	Глубина в см	Уравнение (1)			Уравнение (2)				Переход от уравнения (1) к (2)		$a_0 + K - a_{пер}$
		α	$\frac{1}{n}$	Конечная величина $\frac{P}{P_0}$, до которой приложимо уравнение	a_0	K	Интервал $\frac{P}{P_0}$, в котором приложимо уравнение: от	до	Переходная величина $\frac{P}{P_0}$	$a_{пер}$	
Чернозем № 6	0—3	4,7	0,440	0,354	2,35	4,50	0,354	0,868	0,354	2,93	3,92
	10—20	4,6	0,443	0,354	2,30	4,55	0,354	0,868	0,354	2,87	3,98
	30—40	3,9	0,463	0,260	2,10	4,35	0,354	0,868	0,307	2,45	4,00
	53—61	3,5	0,489	0,354	1,80	4,15	0,354	0,868	0,354	2,35	3,60
	67—74	3,3	0,500	0,354	1,60	3,50	0,354	0,868	0,354	2,01	3,09
	100—110	3,6	0,515	0,260	1,75	4,00	0,354	0,868	0,307	2,08	3,67
Подзолистая почва № 1	8—13	1,07	0,396	0,260	0,55	1,65	0,354	0,868	0,307	0,70	1,50
	17—23	1,10	0,392	0,260	0,55	1,80	0,354	0,942	0,307	0,72	1,63
	36—45	2,04	0,452	0,354	1,00	2,50	0,354	0,868	0,354	1,30	2,20
	79—89	3,2	0,471	0,354	1,55	3,40	0,354	0,868	0,354	1,99	2,96
	110—121	4,3	0,473	0,354	2,15	4,00	0,354	0,868	0,354	2,67	3,48
Подзолистая почва № 3	18—25	1,5	0,436	0,354	0,75	1,65	0,354	0,868	0,354	0,97	1,43
	42—54	3,8	0,497	0,354	1,85	3,75	0,354	0,868	0,354	2,32	3,28
	55—64	3,2	0,498	0,260	1,70	3,35	0,354	0,868	0,307	1,92	3,15
	64—73	3,5	0,497	0,260	1,85	3,65	0,354	0,868	0,307	2,11	3,39
	110—120	3,0	0,493	0,260	1,25	2,75	0,354	0,868	0,307	1,43	2,57
Краснозем, обезвоживание	—	5,0	0,445	0,164	2,85	8,20	0,354	0,868	0,259	2,96	8,09
То же, оводнение	—	4,7	0,455	0,354	2,15	5,60	0,260	0,748	0,354	2,94	4,71
Подзолистая почва Миттелькирхен	—	2,05	0,473	0,383	0,90	2,60	0,286	0,868	0,335	1,23	2,27
» » Виш	—	3,6	0,470	0,383	1,65	4,50	0,286	0,868	0,335	2,17	3,98
» » Гогенфельде	—	3,8	0,477	0,383	1,70	4,40	0,383	0,868	0,383	2,34	3,76
» » Борстель	—	4,6	0,478	0,383	2,15	4,75	0,383	0,868	0,383	2,85	4,05
Подзолистая почва Кандисерде	—	3,6	0,471	0,383	1,65	4,25	0,286	0,868	0,335	2,15	3,75
Глина Богуславиц	—	1,3	0,446	0,383	0,65	1,15	0,286	0,868	0,335	0,80	1,00
Глина Гроссальмероде, част. $<$ 0,0005 мм	—	3,1	0,589	0,383	1,10	4,20	0,286	0,582	0,335	1,61	3,69
» » » 0,002—0,0005 мм	—	1,5	0,577	0,383	0,55	2,15	0,286	0,748	0,335	0,80	1,90

Таблица 8 (продолжение)

Почва	Глубина в см	Уравнение (1)			Уравнение (2)				Переход от уравнения (1) к (2)		
		a	$\frac{1}{n}$	Конечная величина $\frac{P}{P_0}$, до которой приложимо уравнение	a_0	K	Интервал $\frac{P}{P_0}$, в котором приложимо уравнение: от	до	Переходная величина $\frac{P}{P_0}$	$a_{пер}$	$a_0 + K - a_{пер}$
Глина Геберодорф, част. < 0,0005 мм	—	5,1	0,559	0,383	2,05	6,70	0,286	0,582	0,335	2,81	6,06
» » » 0,002—0,0005 мм	—	3,2	0,560	0,383	2,00	5,85	0,286	0,748	0,232	2,21	5,84
» » » 0,006—0,002 мм	—	3,9	0,511	0,383	1,65	4,70	0,286	0,582	0,335	2,19	4,16
» » » 0,02—0,006 мм	—	3,5	0,499	0,383	1,40	4,80	0,286	0,748	0,335	1,92	4,28
» » » > 0,02 мм	—	3,9	0,507	0,286	1,60	5,80	0,286	0,748	0,286	2,09	5,31
Глина Наумбург, част. < 0,0005 мм	—	2,6	0,617	0,383	0,85	3,95	0,286	0,582	0,335	1,29	3,51
» » » 0,002—0,0005 мм	—	1,3	0,627	0,383	0,45	1,55	0,286	0,582	0,335	0,64	1,36
Почва Ростерсдорф, част. < 0,002 мм	—	7,4	0,486	0,383	3,30	8,20	0,286	0,868	0,335	3,29	8,21
» » » 0,006—0,002 мм	—	3,4	0,467	0,383	1,60	3,50	0,383	0,868	0,383	2,11	2,99
» » » 0,02—0,006 мм	—	2,1	0,465	0,383	1,00	2,25	0,286	0,868	0,335	1,26	1,99
» » » > 0,02 мм	—	1,4	0,438	0,286	0,75	1,55	0,383	0,868	0,335	0,92	1,38
Почва Версингаве, част. < 0,002 мм	—	5,8	0,476	0,383	2,55	7,00	0,286	0,748	0,335	3,38	6,17
» » » 0,006—0,002 мм	—	2,2	0,447	0,383	1,05	2,50	0,286	0,868	0,335	1,32	2,23
» » » 0,02—0,006 мм	—	0,93	0,451	0,383	0,95	0,50	0,286	0,868	0,335	0,57	0,88
» » » > 0,02 мм	—	0,29	0,442	0,383	0,10	0,40	0,286	0,868	0,335	0,18	0,32
Чернозем Богуславиц, част. < 0,002 мм	—	6,5	0,418	0,383	3,20	7,40	0,286	0,748	0,335	4,03	6,57
» » » 0,006—0,002 мм	—	2,5	0,456	0,383	1,20	2,55	0,286	0,748	0,335	1,51	2,24
» » » 0,02—0,006 мм	—	0,71	0,489	0,383	0,35	0,55	0,383	0,868	0,383	0,44	0,46
» » » > 0,02 мм	—	0,14	0,443	0,383	0,07	0,13	0,383	0,868	0,383	0,09	0,11
Солонец Хортобаги	—	2,9	0,605	0,383	1,05	3,45	0,286	0,868	0,335	1,47	3,03
Солончак Дэмсэд	—	2,1	0,633	0,383	0,65	3,10	0,286	0,748	0,335	1,03	2,72
Глина Бунцлоу	—	0,85	0,552	0,383	0,30	1,40	0,177	0,748	0,286	0,46	1,24
Каолин	—	1,05	0,481	0,383	0,45	1,45	0,286	0,582	0,335	0,61	1,19
Среднее		3,01	0,490		1,42	3,57		0,810	0,354	1,78	3,21

Таким образом, остается последний участок изотермы — примерно одна пятая ее часть, которая не подчиняется ни одному из двух указанных выше уравнений.

Для того, чтобы проверить, в какой мере выведенные уравнения отвечают фактически наблюдавшимся величинам, в табл. 8а мы приводим сопоставление вычисленных и наблюденных величин (выраженных в миллимолях на 1 г почвы) для двух почв. Константы уравнений взяты из табл. 8.

Таблица 8а

Вычисленные и наблюденные величины a для двух почв

$\frac{P}{P_0}$	Горизонт 67—74 см чернозема			Горизонт 36—45 см подзолистой почвы		
	a, вычисленное по уравнению		a наблюденное	a, вычисленное по уравнению		a наблюденное
	$a=3{,}3\left(\frac{P}{P_0}\right)^{0{,}5}$	$a=1{,}60+3{,}50\left(\frac{P}{P_0}\right)^2$		$a=2{,}04\left(\frac{P}{P_0}\right)^{0{,}452}$	$a=1{,}0+2{,}50\left(\frac{P}{P_0}\right)^2$	
0,034	**0,58**	1,57	**0,62**	**0,45**	1,00	**0,45**
0,064	**0,83**	1,59	**0,85**	**0,61**	1,01	**0,59**
0,164	**1,28**	1,67	**1,32**	**0,91**	1,07	**0,88**
0,260	**1,61**	1,81	**1,65**	**1,12**	1,17	**1,09**
0,354	1,88	**2,01**	**2,01**	**1,29**	**1,32**	**1,30**
0,595	2,44	**2,81**	**2,85**	1,63	**1,88**	**1,96**
0,748	2,73	**3,54**	**3,48**	1,81	**2,40**	**2,40**
0,868	2,94	**4,21**	**4,20**	1,93	**2,87**	**2,87**
0,942	3,07	**4,71**	**4,82**	2,00	**3,22**	**3,35**

Как можно видеть из этой таблицы, действительно, на изотерме адсорбции выделяются два участка, из которых каждый подчиняется своему уравнению, причем в пределах каждого участка наблюдается вполне удовлетворительное совпадение вычисленных величин (жирные цифры в табл. 8а) с фактически наблюденными. Участки отделяются друг от друга достаточно отчетливо, имея не более одной общей точки (из числа наблюдавшихся).

Во избежание возможного неправильного толкования наших взглядов оговоримся, что выведенные в результате математического анализа экспериментальных данных уравнения Сперанского (1) и Фрейндлиха (2) суть уравнения э м п и р и ч е с к и е. Из них мы извлекаем, во-первых, указание на то, что процесс сорбции водяного пара почвой не является в целом процессом однородным, т. е. что в основе этого процесса на разных его стадиях лежат качественно различные явления. Во-вторых, эти уравнения, как нам кажется, позволяют хотя бы грубо наметить те интервалы величин $\frac{P}{P_0}$, в которых процесс сорбции развивается, повидимому, как однородный. На предположительной физической интерпретации явлений, совершающихся в этих интервалах, мы остановимся несколько ниже.

Как мы уже указывали выше, область приложения уравнения Сперанского не охватывает всего остающегося интервала величин $\frac{P}{P_0}$. В среднем последняя одна пятая часть этого интервала, т. е. в пределах величин $\frac{P}{P_0}$

начиная примерно от 0,8 и до 1, уравнению Сперанского не подчиняется, причем интенсивность сорбции в этом интервале с увеличением $\frac{P}{P_0}$ нарастает очень быстро, что заметно по все увеличивающемуся загибу изотерм сорбции кверху (рис. 20).

Ни уравнение Сперанского, ни уравнение Фрейндлиха не дают представления о сущности тех явлений, которые происходят в соответствующих интервалах величин $\frac{P}{P_0}$, и об этой сущности мы можем высказать лишь более или менее вероятные предположения, к краткому рассмотрению которых мы сейчас и перейдем.

3. ТОЛЩИНА ПЛЕНКИ ГИГРОСКОПИЧЕСКОЙ ВОДЫ

Как хорошо известно, молекулы и ионы, слагающие поверхностный слой частичек того или иного вещества, энергетически не насыщены, ибо в той части силового поля этих ионов, которая направлена во внешнюю, по отношению к поверхности частичек, среду, не имеется ионов или молекул, на притяжение которых могла бы быть израсходована энергия этой части силового поля. Это и служит причиной, источником появления поверхностной энергии, присущей всем веществам.

Если обезвоженную почву поместить в атмосферу, содержащую то или иное количество влаги, т. е. молекул водяного пара, то последние будут притягиваться поверхностными молекулами и ионами почвенных частиц.

Таким образом, по существующим представлениям, начальная стадия процесса сорбции почвою влаги из атмосферы, содержащей водяной пар, заключается в притяжении молекул водяного пара поверхностными молекулами и ионами почвенных частиц. Такое представление без особых сомнений может быть приложено к образованию первого слоя сорбированной влаги, толщиною в одну молекулу.

Первые исследователи этих явлений Родевальд и Митчерлих (Rodewald und Mitscherlich, 1904) были убеждены в том, что при соприкосновении почвы с атмосферой, почти насыщенной влагой,— над 10%-ным раствором серной кислоты, который создает $\frac{P}{P_0}$, равное 0,94,— частицы почвы покрываются мономолекулярной пленкой воды. Это убеждение основывалось на следующих явлениях.

Если какое-либо тонкодисперсное, т. е. обладающее большой поверхностью, вещество, предварительно обезвоженное, привести в соприкосновение с жидкой водой, то в результате этого соприкосновения выделяется некоторое количество тепла, которое называется *теплотой смачивания*. Подробно об этом явлении мы будем говорить ниже.

Исследования Митчерлиха (Mitscherlich, 1901) и Родевальда (Rodewald, 1902) показали, что этим свойством обладают и почвы, причем оказалось, что если к сухой почве (или другому веществу) воду прибавлять постепенно, небольшими порциями, то суммарное количество тепла, выделяющегося при смачивании, будет увеличиваться, но лишь до известного предела, соответствующего определенному количеству прибавленной воды. Дальнейшие прибавки воды уже не вызывают добавочного выделения тепла. Вместе с тем названные исследователи нашли, что предельное количество влаги, при внесении которого в почву достигается предельная величина теплоты смачивания, как раз соответствует тому количеству влаги, которое поглощается почвой из атмосферы над 10%-ной серной кислотой (Mitscherlich, 1904). Второе положение, из которого исходили

эти исследователи, заключалось в том, что теплота смачивания выделяется при образовании лишь мономолекулярного слоя сорбированной влаги. Из всего сказанного и получился вывод о том, что над 10%-ным раствором серной кислоты образуется мономолекулярный слой сорбированной влаги. Соответствующее содержание влаги указанными авторами было названо максимальной гигроскопичностью почв.

Изложенные только что взгляды Родевальда и Митчерлиха не соответствуют, видимо, действительности. Во-первых, если мы рассмотрим их данные по теплоте смачивания, то убедимся в том, что по мере прибавления воды количество тепла, выделяющееся на единицу веса прибавленной воды, уменьшается. Это очень отчетливо видно из дифференциальных кривых теплоты смачивания, построенных нами по данным Митчерлиха (1901) и изображенных на рис. 35 и 36. Уже одно это обстоятельство позволяет высказать сомнение в том, что максимальному выделению теплоты смачивания соответствует образование только мономолекулярного слоя сорбированной воды. Если бы он был действительно мономолекулярным, то величины $\frac{dr}{dW}$ должны были бы оставаться более или менее неизменными на протяжении всего того диапазона влажности, при котором выделяется теплота смачивания, и вместо кривых на рис. 35 и 36 мы получили бы прямые линии, имеющие вначале направление, близкое к параллельному оси абсцисс, а затем резко изгибающиеся и под прямым углом упирающиеся в ось ординат. Наблюдающееся на самом деле уменьшение величин $\frac{dr}{dW}$ с увеличением влажности свидетельствует о том, что характер, качество, сорбции воды также меняется, что может иметь место в том случае, если образование мономолекулярного слоя в дальнейшем сменяется образованием полимолекулярной водной оболочки.

Митчерлих и сам впоследствии отказался от своего первоначального взгляда и присоединился к мнению Эренберга (Ehrenberg, 1922, стр. 270—273), который считал, что максимальная толщина пленки гигроскопической воды равна 10 диаметрам молекулы воды. Впрочем, свою точку зрения Эренберг обосновывает весьма неубедительно.

Второе возражение против мономолекулярности этой оболочки при образовании ее над 10%-ным раствором серной кислоты может быть сделано на основании некоторых исследований, позволяющих рассчитать толщину получающейся оболочки. К числу таких исследований принадлежат работы Добенека (Dobeneck, 1892), Бриггса (Briggs, 1905), Катца (Katz, 1912), Одэна (Oden, 1921), Томаса (Thomas, 1924) и Рыжова (1937).

Добенек (1892) изучал гигроскопическое поглощение воды на фракциях песка разной крупности. Результаты его исследований приводятся в табл. 9.

Бриггс (1905, цитирую по Мак-Бэну, 1934, стр. 170—171) отнесся критически к результатам исследований Добенека — на том основании, что последний работал при относительной упругости водяного пара, равной 100% или весьма близкой к этой величине, вследствие чего в его опытах не была исключена капиллярная конденсация. Бриггс считал, что в своих опытах он этой погрешности избег, помещая сорбент (тонко растертый кварц) во вращающиеся трубки. При определении величины сорбции при относительных упругостях, близких к 100%, трубки непрерывно встряхивались. В результате своих опытов Бриггс определил толщину сорбированной пленки воды, при относительной упругости водяного пара $\frac{P}{P_0} = 83\%$, равной 45 Å, а при $\frac{P}{P_0} = 99\%$ — равной 266 Å, т. е. соответственно в 16 и 96 диаметров молекул воды.

Таблица 9

Результаты опытов Добенека (1892) по гигроскопическому поглощению воды различными фракциями кварцевого песка

Размер частиц песка в мм	Средний диаметр частиц в мм	Поверхность см²/100 г	Поглощено воды г/100 г	Толщина пленки	
				в см	в диаметрах молекул воды
0,01—0,071	0,036	166 660	0,2031	$122 \cdot 10^{-8}$	36
0,071—0,114	0,092	65 220	0,1677	$257 \cdot 10^{-8}$	93
0,114—0,171	0,142	42 250	0,1378	$326 \cdot 10^{-8}$	114
0,171—0,25	0,210	28 570	0,1007	$353 \cdot 10^{-8}$	128
0,25—0,5	0,380	15 790	0,0847	$535 \cdot 10^{-8}$	194
0,5—1,0	0,750	8 000	0,0571	$713 \cdot 10^{-8}$	258
1,0—2,0	1,500	4 000	0,0545	$1361 \cdot 10^{-8}$	495

Примечание. Цифры последних двух столбцов вычислены нами *(А. Р.)*. Диаметр молекулы воды принят здесь и в дальнейшем равным $2{,}76 \cdot 10^{-8}$ см, так как гигроскопическая вода имеет повышенную плотность (см. ниже).

Катц (1912, цитирую по Мак-Бэну, 1934, стр. 171—172), изучая сорбцию водяного пара на порошке кварца и на порошке анортита, получил толщину пленки сорбированной воды равной 32 Å в первом случае и 15,5 Å во втором, что соответствует 12 и 6 диаметрам молекул воды.

По исследованиям Одэна (1921—1922), величина сорбции различными глинами в различных участках изотермы сорбции колебалась в пределах от 0 до 0,03 г на 1 м² поверхности. Не трудно рассчитать, что это соответствует водному слою толщиной от 0 до 109 диаметров водных молекул.

Томас (1924), вычисляя толщину водной пленки, приходит к величинам от $5 \cdot 10^{-7}$ мм при $\frac{P}{P_0} = 0{,}01$ до $2 \cdot 10^{-5}$ мм при $\frac{P}{P_0} = 0{,}98$, что соответствует 2—72 диаметрам молекул воды. К сожалению, подробностей этих расчетов Томас не приводит, вследствие чего нельзя судить об их достоверности.

Рыжов (1937) вел исследования с кварцевым песком. При $\frac{P}{P_0} = 0{,}94$ (над 10%-ной серной кислотой) кварцевые зерна разного размера оказались имеющими следующие величины максимальной гигроскопичности и следующую толщину соответствующей водной пленки (см. табл. 10).

Вершинин и Константинова (1937), наблюдая адсорбцию водяного пара кварцевым песком в вакууме при строго контролируемых условиях, нашли, что образование мономолекулярного слоя заканчивается при очень небольших величинах давления водяного пара — порядка 1 мм, вслед за чем при дальнейшем увеличении давления водяного пара начинается уже многослойная сорбция, в процессе которой пленка сорбированной воды достигает толщины, равной 30—50 диаметрам водяных молекул воды. При давлениях водяного пара, превышающих 80—85% относительной влажности, начинается уже капиллярная конденсация.

Чапек (1938) исследовал сорбцию водяного пара тоже на кварцевом песке и получил следующие величины сорбции для частиц разного размера (табл. 11).

Таким образом, все приведенные данные с достаточной убедительностью говорят о том, что не только при $\frac{P}{P_0}$, равном 98%, но и при значительно

Таблица 10

Максимальная гигроскопичность по методу Митчерлиха и толщина водной пленки различных механических фракций кварца

(по данным Рыжова, 1937)

	Размер частиц в мм							
	0,25—0,1	0,1—0,05	0,05—0,02	0,02—0,01	0,01—0,005	0,005—0,002	0,002—0,001	0,001—0,0001
Максимальная гигроскопичность по методу Митчерлиха в %	0,0452	0,0998	0,0917	0,1133	0,1474	0,2642	0,4963	0,3872
Толщина пленки сорбированной воды, выраженная в диаметрах водных молекул	137	129	55	30	19	16	13	12

Таблица 11

Толщина сорбированного слоя воды на частицах кварца

(по данным Чапека, 1938)

Размер частиц $\times 10^{-4}$ см	Толщина сорбированного слоя в Å		Число слоев молекул воды	
	$\frac{P}{P_0} = 0{,}96$	$\frac{P}{P_0} = 0{,}35$	$\frac{P}{P_0} = 0{,}96$	$\frac{P}{P_0} = 0{,}35$
1000—250	145	64	52	23
250—100	133	34	48	12
100—50	69	31	25	11
50—10	56	12	20	5
10—5	51	10	18	4
5—1	39	4	14	1

Примечание. Число слоев молекул воды высчитано нами при диаметре молекулы воды, принятом нами равным 2,76 Å (*А. Р.*).

меньших относительных влажностях воздуха водяная пленка, образующаяся в результате сорбции водяного пара, представляет собою не мономолекулярный слой, а состоит из многих слоев водных молекул. Абсолютные числа этих слоев, приведенные выше из работ разных исследователей, следует считать, конечно, лишь приближенными, так как для их вычисления необходимо знать, во-первых, плотность воды, а во-вторых — суммарную поверхность частиц. Определение обеих этих величин сопряжено с рядом условных допущений и не является поэтому точным.

4. СИЛЫ, ОБУСЛОВЛИВАЮЩИЕ ГИГРОСКОПИЧЕСКУЮ СПОСОБНОСТЬ ПОЧВ

Так как водная пленка, образующаяся на частицах почвы, является полимолекулярной, то, очевидно, нельзя объяснять ее образование силами притяжения, исходящими только непосредственно от поверхности почвенных частиц, ибо эти силы, как известно, имеют весьма незначительный радиус действия, не превышающий одного или немногих ангстремов (см., например, Мак-Бэн, 1934, стр. 321). Незначительность их радиуса действия объясняется, повидимому (Дубинин, 1935, стр. 132), тем, что их источником, как сказано выше, являются электростатически ненасыщенные ионы, слагающие поверхность частиц. На этой поверхности расположены ионы с противоположными знаками заряда, благодаря чему уже на самом незначительном расстоянии от поверхности поля силовые поля противоположно заряженных ионов перекрываются и взаимно компенсируются.

Поэтому действие этих сил на расстояниях от поверхности частицы, превышающих диаметр молекулы воды, должно, очевидно, дополняться какими-то иными силами, другой природы. В числе последних должны быть прежде всего названы силы Ван-дер-Ваальса. Эти силы имеют радиус действия значительно больший, чем химические силы, достигающий величины, равной, по крайней мере, нескольким молекулярным диаметрам. Силы эти уменьшаются обратно пропорционально шестой степени расстояния (см., например, Жуховицкий, 1938, стр. 12, или Мак-Бэн, 1934, стр. 353). Таким образом, второй и некоторые следующие слои молекул сорбированного водяного пара могут удерживаться силами Ван-дер-Ваальса, исходящими от частиц сорбента, т. е. в данном случае — почвы.

Далее необходимо учесть участие в сорбции воды тех сил притяжения, которые действуют между сорбированными и свободными молекулами воды. Каждая сорбированная дипольная молекула воды в результате сорбции не только теряет свою подвижность, но одновременно и принимает ориентированное положение, притягиваясь к точке сорбции своим положительно или отрицательно заряженным концом, в зависимости от знака

Таблица 12

Аддитивность величин сорбции водяного пара для почвы Вегнерсау
(по данным Курона, 1930)

$\frac{P}{P_0}$	Величины сорбции водяного пара в г/100 г сухой почвы					
	Фракция <0,002	Фракция 0,002—0,006	Фракция 0,006—0,020	Фракция >0,020	Сорбция всей почвой по сумме фракций	Сорбция всей почвой, определенная непосредственно
0,942	2,514	2,090	1,280	1,273	7,057	7,61
0,868	2,055	1,750	1,102	1,012	5,919	6,24
0,748	1,661	1,440	0,911	0,834	4,846	5,03
0,582	1,290	1,140	0,730	0,665	3,825	3,96
0,383	0,975	0,850	0,544	0,509	2,878	2,91
0,177	0,665	0,595	0,370	0,335	1,965	1,97
0,069	0,425	0,384	0,235	0,217	1,261	1,21
0,034	0,345	0,276	0,164	0,155	0,940	0,88
Содержание фракции в почве в % . .	12,19	12,65	13,04	62,12	100,0	

заряда точки сорбции. В результате этого поверхность первого слоя сорбированной воды слагается из противоположных концов сорбированных диполей, которые, таким образом, образуют новую совокупность точек возможной сорбции. Благодаря этому первый слой диполей может сорбировать второй слой, этот последний — третий слой и т. д. Развивающиеся при этом силы, как указывает Мак-Бэн (1934, стр. 363), могут достигать довольно большой величины и прочно удерживать сорбированные молекулы воды.

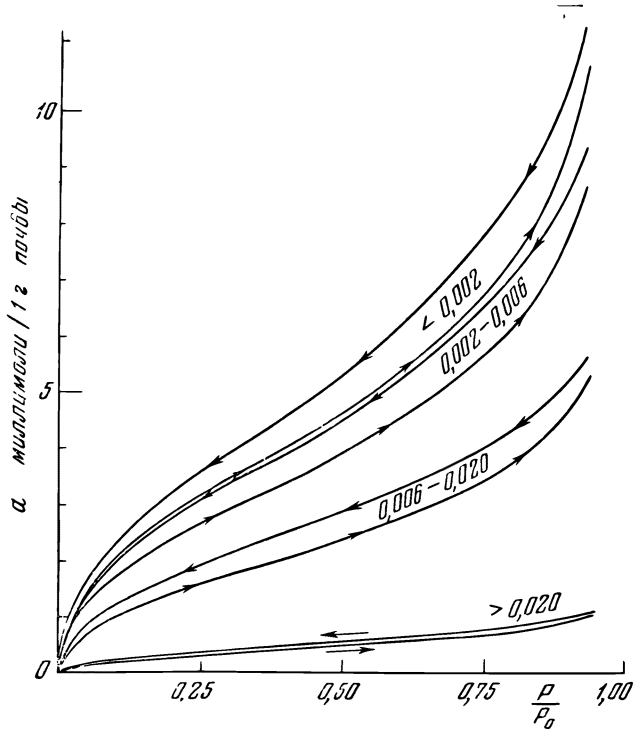


Рис. 23. Гистерезис адсорбции водяного пара почвой (данные Курона).

Явление сорбции водяных паров почвами обладает свойством аддитивности. В табл. 12 мы приводим данные эксперимента Курона (1930), подтверждающие это свойство. Суглинистая почва из Вегнерсау, типа бурозема, была разделена на четыре фракции. Величина сорбции водяного пара была определена отдельно для каждой из фракций и для почвы в целом. Умножив величины сорбции для каждой фракции на ее содержание в почве и сложив полученные произведения, автор сопоставил эти суммы с величинами сорбции для всей почвы, полученными непосредственно.

Сорбция водяного пара почвой, как и многими другими адсорбентами, сопровождается явлением так называемого г и с т е р е з и с а. Это явление заключается в том, что если мы одну и ту же навеску какой-либо почвы будем сначала насыщать влагой, помещая ее последовательно в ряд пространств с возрастающей относительной влажностью воздуха и доводя ее в каждом пространстве до полного равновесия, а затем будем эту же самую навеску обезвоживать, помещая ее в те же пространства, но в обратном порядке, т. е. с убывающей относительной влажностью, то во втором случае (т. е. при обезвоживании) количества сорбированной влаги, при одинаковых относительных влажностях, будут всегда выше, чем в первом (т. е. при оводнении). Соответствующие примеры кривых обезвоживания и оводнения даны на рис. 23. Это явление, давно известное по отношению к различным сорбентам, было обнаружено и для почв Томасом (1924), а позднее — Куроном (1930) и более детально изучено последним автором (1932). Приведенные на рис. 23 изотермы оводнения и обезвоживания заимствованы нами из первой из названных работ Курона и изображают собою все явление в целом. Курон указывает при этом, что в основе явления может лежать несколько причин, из них наиболее существенной может быть, во-первых, адсорбция воздуха на поверхности обезвоженной почвы, который препятствует сорбции молекул водяного пара при

последующем оводнении. Во-вторых, высушивание почвы может вызывать те или иные необратимые изменения поверхности почвенных частиц, понижающие сорбционную способность последних. Наконец, причиной гистерезиса могут быть явления капиллярной конденсации: при одной и той же относительной влажности воздуха при обезвоживании некоторые капиллярные пространства могут оказаться заполненными капиллярно сконденсировавшейся водой, в то время как при оводнении эти пространства не будут содержать подобной воды вследствие того, что для образования соответствующего мениска требуется предварительное увеличение относительной влажности до значительно большей величины.

В цитированной работе Курон делает попытку более подробно разобраться в явлении гестерезиса. Для этого он взял образцы почв из трех разрезов: чернозем из Воронежской области, подзолистую почву из Московской области и солонец из Воронежской области. Насыщенные водяным паром образцы почв из различных горизонтов этих разрезов он подвергал сначала обезвоживанию, затем оводнению и затем снова обезвоживанию. Разности величин сорбции, полученные при первом и при втором обезвоживании, представляют собою необратимые изменения, возникшие в результате высушивания. Разности же величин сорбции, полученные при втором оводнении и обезвоживании, характеризуют, по мнению Курона, величину обратимого гистерезиса, причиной которого являются сорбция воздуха и капиллярные явления.

В табл. 13 мы приводим результаты исследований Курона для воронежского чернозема, причем величины сорбции даны для относительной влажности над 51%-ной серной кислотой, т. е. для $\frac{P}{P_0} = 0{,}354$.

Таблица 13

Гистерезис сорбции водяного пара воронежским черноземом по данным Курона (1932)

(величины сорбции даны в миллимолях воды на 1 г почвы для относительной влажности воздуха, равной 0,354)

Наименование величины	Горизонты и глубины в см					
	A_1 0—3	A_1 10—20	A_1 30—40	A_2 53—61	B_1 67—74	B_2 100—110
Сорбция при первом обезвоживании (I)	2,93	2,87	2,64	2,35	2,01	2,28
То же при оводнении (II) . . .	2,39	2,37	2,18	1,95	1,69	1,93
То же при втором обезвоживании (III)	2,78	2,74	2,52	2,25	1,90	2,17
III в % от I	94,9	95,5	95,5	95,8	94,6	95,3
Необратимое изменение сорбции в % от I	5,1	4,5	4,5	4,2	5,4	4,7
II в % от III	86,0	86,5	86,7	86,8	89,0	89,0
Обратимый гистерезис в % от III	14,0	13,5	13,3	13,2	11,0	11,0

Оценивая в целом все то, что нам известно по вопросу о механизме сорбции и о природе сил, лежащих в ее основе, применительно к сорбции водяного пара почвою, приходится признать, что наши знания в этой области еще весьма недостаточны и несовершенны. Совокупность фактических данных, наиболее интересные из числа которых были изложены выше, с одной стороны, и совокупность общих представлений о процессах сорбции, как

они изложены в монографиях Мак-Бэна (1934), Дубинина (1935), Жуховицкого (1938), Гюкеля (Hückel, 1928), Думанского (1940 и 1950) и др.,— с другой стороны, позволяют нарисовать следующую продолжительную картину процесса сорбции водяного пара почвою.

Уже при самых минимальных значениях относительной упругости водяного пара, измеряемых, вероятно, величинами порядка 1% или даже десятых долей процента, идет образование мономолекулярного слоя сорбированной воды. Образование этого слоя происходит за счет электростатических сил притяжения, развиваемых п о в е р х н о с т ь ю почвенных частичек.

Эти силы, видимо, весьма велики. Об этом свидетельствует быстрый подъем начальных участков кривых сорбции на рис. 20, который указывает на то, что мономолекулярный слой сорбированной влаги образуется при весьма малой величине $\frac{P}{P_0}$, и, следовательно, на весьма большую прочность связи молекул этого слоя. [Впрочем, Уодсворт (Wadsworth, 1944) определяет величину $\frac{P}{P_0}$, при которой заканчивается образование мономолекулярного слоя, в 18%].

По мере дальнейшего возрастания $\frac{P}{P_0}$ в пределах до величины, равной примерно 0,40 (в опытах Курона — до 0,38), т. е. в пределах действия уравнения Фрейндлиха, идет образование уже многомолекулярной водной оболочки. Этот процесс происходит сначала преимущественно за счет действия Ван-дер-Ваальсовых сил притяжения, исходящих от почвенных частиц, отчасти же за счет сил притяжения, исходящих от внешнего слоя сорбированных диполей воды. По мере увеличения $\frac{P}{P_0}$ и связанного с этим увеличения толщины сорбированного слоя влаги, относительная роль сил первой категории слабеет, и когда $\frac{P}{P_0}$ делается равным 0,40, их действие по нашему предположению, сходит на нет. Сорбция последующих слоев водных молекул идет уже исключительно за счет притяжения со стороны ранее сорбированных диполей воды, подчиняясь при этом уравнению Сперанского. Этот процесс продолжается, по всей вероятности, до конца, т. е. до достижения отношением $\frac{P}{P_0}$ величины, равной 100%[1]. Однако на последних стадиях, начиная с величин $\frac{P}{P_0}$, равных в среднем примерно 80%, процесс сорбции перестает подчиняться уравнению Сперанского и влага начинает сорбироваться в количестве большем, чем следует по этому уравнению, о чем свидетельствуют кривые на рис. 22, загибающиеся кверху. Это дополнительное поглощение обязано своим происхождением явлению капиллярной конденсации, природа которого в общей форме была нами рассмотрена выше. В почве же это явление выглядит следующим образом.

В почве, как и во всякой дисперсной системе, при любой влажности, не достигающей полной влагоемкости, имеются поверхности раздела вода — воздух различной кривизны, во-первых, вследствие того, что вокруг точек соприкосновения двух частиц образуются кольцеобразные скопления воды («манжеты»), и, во-вторых, вследствие того, что поверхность почвенных частиц неровная, причем одевающая частицу водная пленка своей внешней поверхностью повторяет неровности поверхности частицы.

Возникновение водной манжеты в процессе сорбции водяного пара можно представить себе следующим образом. Пусть мы имеем две почвенные частицы A и B, соприкасающиеся между собой в точке C. Поместим

[1] И даже еще далее — в процессе сорбции почвой жидкой воды.

эти две частицы в замкнутый сосуд с некоторой постоянной температурой, в котором мы можем менять относительную влажность воздуха от 0 до 100%, причем источником влаги является раствор воды в серной кислоте, налитый на дно сосуда и обладающий, следовательно, плоской поверхностью. Будем повышать относительную влажность воздуха, начав от $\frac{P}{P_0}$, равного нулю. В соответствии со сказанным выше, частицы почвы начнут сорбировать влагу, вследствие чего вокруг частиц будет образовываться водная пленка. Если бы частицы не соприкасались одна с другой, то образовавшаяся пленка имела бы примерно одинаковую толщину, так как силовое поле вокруг частицы имеет приблизительно одинаковую величину. Но частицы соприкасаются друг с другом, вследствие чего вблизи точки их соприкосновения силовые поля двух частиц налагаются одно на другое. Мы попытались выразить это на рис. 24, изобразив силовое поле в виде силовых линий, направленных нормально к поверхности частиц.

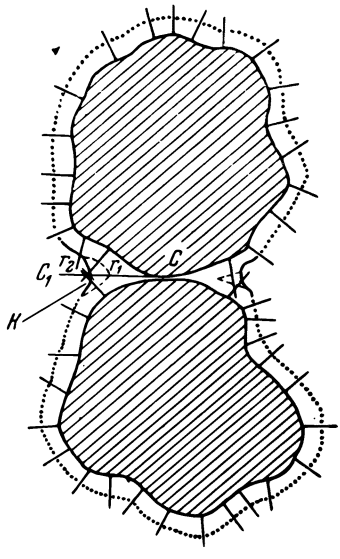


Рис. 24. Образование выпукло-вогнутого мениска в результате слияния пленок адсорбированной воды в точке контакта двух частиц.

При малых относительных величинах $\frac{P}{P_0}$ (где P_0 — упругость водяного пара, насыщающего пространство при данной температуре над плоской поверхностью воды), положение пленки сорбированной воды, окружающей частицы, управляется исключительно этими силовыми полями. Вследствие этого пленка образует поверхность, приблизительно параллельную поверхности частицы, давая, однако, некоторые утолщения над вогнутыми участками поверхности частицы (вследствие схождения здесь силовых линий) и утончаясь над выпуклыми участками (вследствие расхождения силовых линий). Но по мере нарастания величины $\frac{P}{P_0}$ и сопряженного с ним увеличения толщины пленки сорбированной воды, к действию этих силовых полей неизбежно должно прибавиться действие сил поверхностного натяжения, представляющих собой односторонне направленное притяжение молекул воды, слагающих поверхностный слой сорбированной пленки, со стороны молекул более глубоких, внутренних, слоев. Эти силы поверхностного натяжения, или капиллярные силы, могут начать оказывать свое влияние лишь тогда, когда силы притяжения, исходящие от почвенных частиц, сделаются достаточно малыми по сравнению с силами нормального поверхностного давления. По нашему предположению, это начинает иметь место после того, как $\frac{P}{P_0}$ сделается равным 0,40.

Как только силы поверхностного натяжения начнут оказывать свое влияние, дальнейшее нарастание пленки сорбированной воды будет происходить при том условии, что она будет стремиться принять форму, соответствующую наименьшей поверхности. Это скажется прежде всего в области соприкосновения двух частиц, где пленка перестанет располагаться параллельно поверхности этих последних (пунктирная линия на рис. 24), а даст некоторое утолщение (сплошная линия на рис. 24).

В результате этого вокруг точки соприкосновения частиц образуется кольцевое скопление (манжета) воды, имеющее уже капиллярные свойства.

Поверхность этого скопления будет иметь кривизну, равную $\frac{1}{r} = \frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2}$, где r_1 соответствует на рисунке KC, т. е. радиусу положительной кривизны манжеты, а r_2 соответствует KC_1, т. е. радиусу отрицательной кривизны манжеты. Так как обычно $r_1 > r_2$, то $\frac{1}{r_1} < \frac{1}{r_2}$ и суммарная кривизна является отрицательной, т. е. соответствует вогнутой поверхности.

Таким образом, на этой, сравнительно ранней, стадии сорбции в почве создаются микроучастки с водной пленкой вогнутой (отрицательной) кривизны.

В процессе дальнейшего возрастания величины $\frac{P}{P_0}$ и связанного с ним дальнейшего нарастания толщины пленки сорбированной воды, наступает, наконец, момент, когда упругость пара P достигает уже такой величины, которая соответствует упругости пара, насыщающего пространство при данной температуре над вогнутой поверхностью с кривизной, равной $\frac{1}{r} = \frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2}$. Вследствие этого при дальнейшем повышении величины $\frac{P}{P_0}$ на поверхности манжеты начнется конденсация водяного пара.

Вот этот-то процесс, именуемый капиллярной конденсацией, идущий на вогнутых участках поверхности, налагаясь на процесс продолжающейся сорбции влаги на выпуклых участках поверхности частиц и суммируясь с ним, и заставляет изотерму сорбции (рис. 20 и 22) резко загибаться кверху.

К этому можно добавить, что капиллярная конденсация может происходить не только на поверхностях манжет, но и на вогнутых участках поверхности почвенных частиц.

Спрашивается: начиная с какой величины $\frac{P}{P_0}$ процесс капиллярной конденсации приобретает заметное количественное выражение? Как мы уже указывали выше, начинается этот процесс, вероятно, при $\frac{P}{P_0}$ около 0,40. На это указывает и один специальный опыт Курона (1936). Опыт заключался в следующем. Изучались параллельно, в совершенно одинаковых условиях, процессы сорбции водяного пара высушенной глиной и той же глиной, к которой была примешана вполне сухая нормальная сода. Наблюдения показали, что при $\frac{P}{P_0}$, равном 18,3; 28,6 и 38,0%, кривые сорбции для глины и для смеси глины с содой точно налагались одна на другую, хотя смесь давала величины сорбции чуть чуть больше, чем чистая глина. При $\frac{P}{P_0}$, равном 58,3%, картина изменилась. В начальных стадиях процесса сорбции при этой относительной влажности воздуха сорбция смесью глины с содой попрежнему слегка превышала сорбцию чистой глиной, но когда этот процесс приходил к концу, количество воды, сорбированной смесью глины с содой, начало уменьшаться и сделалось заметно меньшим по сравнению с сорбцией чистой глиной. Курон объясняет это явление тем, что, как мы увидим ниже, глина, насыщенная натрием, сорбирует влаги меньше, чем та же глина, насыщенная кальцием. При $\frac{P}{P_0}$, равном 58,3%, вследствие капиллярной конденсации появилось некоторое количество жидкой воды, способной растворять соду. В связи с этим сделалась возможной обменная реакция между глиной, насыщенной кальцием, и содой. Часть обменного кальция заместилась обменным натрием, в результате чего сорбционная способность глины понизилась. Из этого Курон делает вывод, что между величинами $\frac{P}{P_0}$, равными

40 и 60%, лежит граница изменения свойств сорбированной воды: ниже этой границы имеется только прочно связанная вода, а выше — уже появляется вода и рыхло связанная, способная растворять соли и обязанная своим происхождением капиллярной конденсации.

Таким образом, этот опыт Курона свидетельствует о том, что начало капиллярной конденсации должно лежать в интервале величин $\frac{P}{P_0}$ от 40 до 60%.

Однако по данным, полученным в результате обработки массового материала по сорбции водяных паров, принадлежащего Курону, как мы видели выше, процесс сорбции переставал подчиняться уравнению Сперанского

в 32 случаях из 49 — начиная с $\frac{P}{P_0}$, равного 0,87,

в 10 случаях из 49 — начиная с $\frac{P}{P_0}$, равного 0,75,

в 6 случаях из 49 — начиная с $\frac{P}{P_0}$, равного 0,58,

в 1 случае из 49 — начиная с $\frac{P}{P_0}$, равного 0,94.

В среднем предельная величина $\frac{P}{P_0}$ составила 0,81. Поэтому в итоге можно считать, что капиллярная конденсация, начинаясь при $\frac{P}{P_0}$, равном 0,40, заметное количественное значение приобретает лишь с момента достижения относительной влажностью воздуха величины 0,80.

Томас (1928) обнаружил, что как предварительное замораживание, так и предварительное растирание почвы с водой влияют на процесс сорбции, уменьшая ее в первом случае и увеличивая во втором, причем эти влияния проявляются лишь начиная с $\frac{P}{P_0}$, равного 0,85 и выше. По мнению Томаса, это позволяет думать, что указанные операции оказали влияние не на поверхность частиц, а лишь на их агрегированность, взаимное расположение и т. д., а через это — и на капиллярную конденсацию, заметное развитие которой началось, очевидно, с $\frac{P}{P_0} = 0{,}85$, т. е. с величины, весьма близкой к той, которая найдена нами.

В работе Пури, Кровзера и Кина (Puri, Crowther, Keen, 1925) приводятся данные по сорбции водяного пара разными механическими фракциями одной и той же почвы, которая названа «грубой глинистой подпочвой Хуус» и обозначена буквой F. Мы пересчитали эти данные, приняв для каждого значения $\frac{P}{P_0}$ величину сорбции фракцией 0,04—0,01 мм за 100 и выразив в процентах от этой величины — величины сорбции остальных фракций. Результат приведен в табл. 14.

Относительная величина сорбции для всех величин $\frac{P}{P_0}$ у всех фракций практически одинакова, что, очевидно, указывает на одну и ту же природу процесса сорбции и на одну и ту же количественную зависимость сорбции от $\frac{P}{P_0}$, а следовательно, и на одинаковую сущность явления сорбции в разных фракциях и в почве в целом. Это позволяет с весьма большой долей уверенности говорить о том, что в данном интервале $\frac{P}{P_0}$, т. е. при $\frac{P}{P_0} \ll$ $\ll 0{,}882$, явления капиллярной конденсации существенного значения не имеют, ибо трудно допустить, чтобы эти явления, если бы они имели место,

Таблица 14

Относительные величины сорбции водяного пара различными механическими фракциями одной и той же почвы, выраженные в процентах от величины сорбции фракцией 0,04—0,01 мм

(вычислено по данным Пури, Кровзера и Кина, 1925)

$\frac{P}{P_0}$	Размеры частиц в мм				Почва в целом
	0,04—0,01	0,01—0,005	0,005—0,002	<0,002	
0,882	100	188	220	343	164
0,693	100	193	223	374	181
0,406	100	193	222	380	170
0,191	100	188	216	374	168
0,098	100	184	216	374	170
0,016	100	173	203	370	178
Среднее	100	188	217	369	172

шли бы одинаково в таких сильно отличающихся друг от друга объектах, как фракция 0,01—0,04 мм, фракция <0,002 мм и почва в целом. Таким образом, и здесь предельная величина $\frac{P}{P_0}$ получается не меньше, чем та, которая определена нами по данным Курона и которая получена Томасом.

К несколько иным выводам приходит Журавель (1939), который изучал набухание различных объектов при сорбции ими водяного пара. Исходя из того, что набухание начиналось часто с величины $\frac{P}{P_0} = 50\%$, этот исследователь полагает, что и капиллярная конденсация начиналась с этого же момента.

Другой вопрос, возникающий при обсуждении процесса капиллярной конденсации, заключается в том — вплоть до какой величины влажности почвенного воздуха или даже вплоть до какой величины влажности самой почвы этот процесс продолжается?

Для того, чтобы ответить на этот вопрос, нам придется воспользоваться знакомой уже нам моделью — «идеальной почвой». Допустим, что частицы такой системы находятся не в рыхлой упаковке (кубическая решетка), а в плотной (гексагональная решетка).

Водные манжеты, образовавшиеся вокруг точек соприкосновения частиц, имеют, как сказано выше, отрицательную кривизну, равную $\frac{1}{r} = \frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2}$ (см. рис. 17).

Не трудно доказать, что на начальных стадиях образования манжеты r_2 всегда меньше, чем r_1, следовательно, $\frac{1}{r_2} > \frac{1}{r_1}$ и $\frac{1}{r} < 0$, т. е. кривизна манжеты отрицательная.

По мере роста манжет в точках соприкосновения трех частиц, эти манжеты будут сближаться одна с другой до тех пор, пока их края не сольются, как это изображено на рис. 18. Можно подсчитать, что в этот момент кривизна поверхности $\frac{1}{r}$ будет равняться

$$\frac{1}{r} = \frac{1}{R}\left(\frac{1}{0{,}423} - \frac{1}{0{,}155}\right) = -4{,}1\,\frac{1}{R},$$

т. е. будет продолжать оставаться отрицательной и, следовательно, способной к дальнейшей капиллярной конденсации. По мере дальнейшего увеличения содержания влаги (какими бы причинами оно ни вызывалось) начнут заполняться поры, находящиеся между шариками, имеющие двоякую форму: поры тетраэдрические и поры ромбоэдрические. По мере заполнения пор в «идеальной почве» начнут появляться мениски в поровых пространствах. Эти мениски также всегда будут иметь отрицательную кривизну. Поэтому водяной пар в почвенном воздухе всегда будет находиться в равновесном состоянии по отношению к вогнутой поверхности воды, т. е. его упругость всегда будет меньше, чем упругость пара, насыщающего пространство при той же температуре над плоской поверхностью. Это будет продолжаться до тех пор, пока почва не будет заполнена влагой полностью, т. е. до своей полной водовместимости, и до этого же момента, очевидно, будет продолжаться процесс капиллярной конденсации, если источником водяного пара является плоская водная поверхность. Лишь по достижении влажностью величины полной водовместимости, т. е. лишь после полного насыщения почвы влагою, в почве исчезнут вогнутые мениски и процесс капиллярной конденсации прекратится. Вот почему, между прочим, сорбционную способность почвы по отношению к водяному пару нельзя определять при относительной влажности $\frac{P}{P_0}$, равной 100%, ибо в этом случае процесс сорбции (включая в нее и капиллярную конденсацию) прекратится лишь после полного насыщения почвы влагою. К этому выводу приходит и Фостер (Foster, 1932).

И действительно, Пури (Puri, 1925), исследуя критически применимость «гигроскопического коэффициента», предложенного еще в 1859 г. Гильгардом и представляющего собой максимальную гигроскопичность почвы при определении ее в пространстве, насыщенном водяным паром

Таблица 15

Ход сорбции водяного пара почвою Хуус, слой 0—4$\frac{1''}{2}$, над чистой водою

(по данным Пури, 1925)

Дни от начала опыта	Сорбировано влаги в % от веса сухой почвы при температуре			
	15°	20,2°	25,0°	29,7°
0	4,19	3,03	4,74	3,35
1	6,80	7,46	7,80	7,89
2	7,80	8,57	8,74	8,84
4	8,99	9,38	9,70	9,76
6	9,76	9,87	10,17	10,18
8	10,16	10,19	10,48	10,36
10	10,57	10,50	10,69	10,50
12	10,90	10,77	10,81	10,60
14	11,12	10,83	11,02	—
16	11,40	—	—	—
18	11,58	—	—	—
20	11,72	—	—	—
22	11,89	—	—	—
24	12,05	—	—	—

над чистой водой, обнаружил, что влажная почва способна «практически бесконечно» поглощать влагу. Во всяком случае, даже по истечении 24 дней равновесие не устанавливалось (табл. 15). Пури объясняет это как капиллярной конденсацией, так и влиянием электролитов почвенного раствора, также понижающих упругость водяного пара над ним.

Таким образом, влажность, равная МГ, слагается из нескольких категорий почвенной влаги: гигроскопической, синонимом которой является влага прочно связанная, и капиллярно конденсированной, которая вместе с тем является влагой рыхло связанной. При этом процесс накопления рыхло связанной влаги не заканчивается с достижением почвенной влажностью величины МГ. Поэтому последняя является величиной условной в том отношении, что она не отвечает переходу от какой-либо одной категории почвенной влаги к другой. Условность величины МГ определяется еще и тем, что она зависит от условий подготовки почвы к определению этой величины. Впервые, повидимому, это было показано Качинским (1930). Оценивая критически первый вариант определения величины МГ, предложенный Митчерлихом, при котором навеска почвы предварительно высушивается при температуре 100—105°, Качинский отмечает, что такое высушивание значительно понижает величину МГ, что доказывается следующими полученными им данными:

Образцы подзолистой почвы	Максимальная гигроскопичность	
	воздушно-сухих образцов	образцов, подвергавшихся высушиванию при 100—105°
А — пахотный	6,2	3,0
B_2 — второй уплотненный	9,0	6,8
B_3 — третий уплотненный	6,7	5,8
A_2 — с ортштейнами	3,7	2,8
A_2 — без ортштейнов	2,2	1,7
Ортштейны	7,7	6,6

Качинский (1930) высказывает мнение, что «...предварительная сушка изменяет физическую природу почвы, особенно коллоидально распыленной ее части, в сторону уменьшения суммарной поверхности почвенных частиц».

В новейшее время этот же вопрос более подробно был исследован Францессоном (1947). Определяя МГ для двух горизонтов слабосолонцеватого глинистого чернозема, подвергавшихся различному высушиванию, Францессон нашел следующие величины:

Максимальная гигроскопичность определялась:	Горизонт 0—20 см	Горизонт 20—30 см
В сырой почве	13,42	16,68
В воздушно-сухой почве	12,22	14,44
То же, через 90 дней	11,87	13,66
То же, просушенной затем при 45°	11,78	13,41
Высушенной при 105°	—	12,56

Таким образом, величина МГ прогрессивно уменьшалась по мере высушивания почвы, будучи наибольшей при определении ее в почве сырой и наименьшей — при определении ее в почве, высушенной при 105°. По мнению

Франсессона, понижение МГ при высушивании обусловливается уменьшением толщины пленок связанной воды, которые выдавливаются капиллярным давлением, стягивающим частицы почвы между собой. Эти пленки при последующем помещении почвы в пространство над 10%-ной H_2SO_4 не успевают снова утолститься.

5. ПРИРОДА ГИГРОСКОПИЧНОСТИ ПОЧВ

Подводя итоги всему сказанному о ходе процесса сорбции водяного пара почвою, мы видим, что этот процесс следует рассматривать по преимуществу как процесс физический, т. е. такой, который относительно мало зависит от природы ионов и молекул, слагающих поверхностный слой почвенных частиц, и от их взаимного расположения. Эти последние факторы оказывают влияние, вероятно, лишь при сорбции первого слоя молекул воды. Дальнейшее же течение процесса сорбции зависит главным образом от величины поверхности. Эта точка зрения подтверждается следующими фактами.

Курон в цитировавшейся уже нами работе (1932) установил, что уравнению Фрейндлиха подчиняется и сорбция углекислого газа и что относительные величины сорбции H_2O и CO_2 в тех пределах, в которых сорбция H_2O подчиняется уравнению Фрейндлиха, почти совпадают, что свидетельствует о зависимости этих величин прежде всего от величины поверхности.

Буюкос (Bouyoucos, 1936) исследовал вопрос о природе сорбции воды путем сравнительного определения гигроскопической влаги методом высушивания почвы и методом обработки ее спиртом, с последующим определением H_2O в спиртовой вытяжке. В минеральных почвах оба метода дали величины, совпадающие в пределах 1%, что, по мнению Буюкоса, и свидетельствует о физической природе поглощения влаги. В то же время в торфах и в навозе метод высушивания дал величины значительно более высокие (разница доходила до 50%), чем спиртовой метод, из чего автор делает вывод, что при высушивании таких объектов происходит разложение органического вещества и его частичное улетучивание. При попытке применить те же методы к определению кристаллической воды в сульфате меди оказалось, что при высушивании последний теряет 37,8% своего веса, но спирт этой воды не извлекает.

С результатами исследования Буюкоса интересно сопоставить работу Мозгового и Третьякова (1935). Эти авторы, работая с «обыкновенным» и «мощным» черноземами (к большому сожалению, более подробной характеристики почв не дается) и изучая теплоту гидратации и количество связываемой воды, приходят к предположению о том, что при гидратации коллоидов получаются соединения, подобные кристаллогидратам. Это предположение названные авторы основывают на том, что величины теплоты гидратации для почв, равно как и для некоторых других гидрофильных коллоидов, получились весьма близкими к величинам теплоты образования кристаллогидратов. В табл. 16 приводим аналитический материал, иллюстрирующий сказанное.

Вместе с тем авторы приходят к выводу о том, что «...этиловый спирт не может разрушить гидратную воду коллоидов, связанную с ними большой энергией, так как связывание воды спиртом (несмотря на чисто химический характер их соединения) происходит с меньшей энергией — всего 250 гкал на 1 моль воды».

Остается не совсем ясным обоснование последнего вывода. Видимо, оно покоится только на приведенном энергетическом соотношении. Однако все кривые, изображенные на страницах цитируемой работы, свидетельствуют о том, что при сорбции воды из водного раствора спирта эта

сорбция, при нулевой концентрации воды в спирте, начинается от нуля. И хотя она возрастает довольно быстро с увеличением концентрации воды, все же указанные кривые не оставляют никаких сомнений в том, что безводный спирт полностью обезвоживает все эти коллоиды. Это вполне совпадает и с приведенными выше наблюдениями Буюкоса. Поэтому вывод названных исследователей о том, что спирт не может обезводить эти коллоиды, представляется нам необоснованным. Вместе с тем нельзя считать обоснованным и второй их вывод, сделанный, правда, не в категорической форме,— о том, что гидратация коллоидов подобна образованию кристаллогидратов. Как раз наблюдавшееся Буюкосом наличие дегидратирующего действия спирта на почвенные коллоиды и отсутствие такого действия в отношении воды кристаллогидратов свидетельствуют об отсутствии тождественности в этих двух явлениях, хотя энергетически эти явления характеризуются близкими величинами.

Таблица 16

Величины теплоты гидратации некоторых коллоидов по данным Мозгового и Третьякова (1935) и теплоты образования кристаллогидратов

Вещество	Теплота гидратации в ккал на 1 моль связанной воды
Почва	2200
Торф	3200
Силикагель	2300
Крахмал	2200
Агар-агар	2200
$CuSO_4 \cdot 5H_2O$	3710
$CaSO_4 \cdot 2H_2O$	2336
$Na_2CO_3 \cdot 10H_2O$	2175

В пользу преимущественно физической природы поглощения влаги говорят и величины относительной сорбции влаги разными фракциями, вычисленные нами на основании данных Пури, Кровзера и Кина и приведенные в табл. 14.

Мы хорошо знаем, что минералогический состав разных механических фракций различен. В то время как фракция меньше 0,002 мм содержит главным образом вторичные вадозные алюмосиликаты, фракция 0,04 — 0,01 мм содержит, наоборот, почти исключительно минералы первичные. Одинаковость относительных величин сорбции при разных величинах $\frac{P}{P_0}$ позволяет предположить и одинаковую природу явления сорбции, что при различном строении кристаллических решеток различных минералов может иметь место только при преимущественно физической природе сорбции, мало зависящей от состава и строения сорбента.

Несколько иную точку зрения развивают Келли, Иенни и Браун (Kelley, Jenny and Brown, 1936). По их исследованиям, при наличии в почвенных минералах плоскостей Si — O — Si, как это имеет место в бентонитах, подавляющая часть адсорбированной воды отдается при температурах не свыше 150°. Эту воду авторы называют «плоскостной водой». Если же в частицах минералов имеются связанные кремнекислородные или алюмокислородные тетраэдры, как, например, у кварца, полевых шпатов и т. д., то в этом случае отдача воды идет довольно плавно в интервале температуры до 400°.

Эту воду авторы называют «водой порванных связей», так как она связывается ионами, оказавшимися на поверхности вследствие разлома частиц. В пластинчатых минералах, например в монтмориллоните, эта вода имеется только на боковых гранях пластинок, поверхность которых, по сравнению с поверхностью граней, параллельных плоскости спайности, очень невелика. В составе адсорбированной воды, по мнению авторов, резко доминирует вода плоскостная.

Далее теми же исследователями было изучено соотношение между количествами сорбированной воды и емкостью обмена, причем все коллоиды

были насыщены кальцием, а количество сорбированной воды определялось при $\frac{P}{P_0} = 0{,}5$, во избежание капиллярной конденсации. Результаты приведены в табл. 17. Как не трудно видеть из последней, число молекул H_2O, приходящихся на одну обменную точку, оказалось весьма постоянным для всех исследованных коллоидов, колеблясь в пределах 7,3—9,7.

В большому сожалению, авторы не приводят химического и минералогического состава коллоидов, что лишает возможности сделать заключение о том, насколько этот состав влияет на количество сорбируемой воды. Однако постоянство отношения

$$\frac{\text{количество сорбированной воды}}{\text{емкость обмена}}$$

говорит, казалось бы, скорее против сколько-нибудь заметного влияния природы коллоида на величину сорбции воды, поскольку коллоиды, вероятно, отличались друг от друга. Однако такой вывод, как мы увидим ниже, был бы неверным.

Таблица 17

Соотношение между количеством сорбированной воды и емкостью обмена для нескольких почвенных коллоидов

(по данным Келли, Иенни и Брауна, 1936)

Коллоиды почв	Емкость обмена в м-экв. на 100 г почвы	Количество влаги, сорбированной при $\frac{P}{P_0} = 0{,}5$ и теряемой при 150° в % от веса коллоида	То же в миллимолях на 100 г почвы	Отношение количества сорбированной влаги в миллимолях к емкости обмена в м-экв.
Сесиль	17	2,66	148	8,7
Сьерра	19	2,89	161	8,4
Реддинг	35	5,38	299	8,5
Реддинг	31	5,01	278	9,0
Сан-Хоакин	27	3,91	217	8,1
Плацентиа	25	3,92	218	8,7
Айоло	67	8,98	499	7,5
Айоло	56	7,91	439	7,8
Сэсквеланна:				
A	30	4,73	263	8,8
B	38	6,68	371	9,7
C	60	7,84	436	7,3
D	62	9,18	510	8,2
E	95	14,18	782	8,3

Весьма интересно, что и другие исследователи получили величины указанного только что отношения весьма близкие к тем, которые были получены названными тремя авторами.

Так, Алешин (1936) определял отношение:

$$\frac{\text{количество гигроскопической влаги в воздушно-сухой почве}}{\text{емкость обмена}}.$$

Так как содержание гигроскопической влаги в воздушно-сухих почвах примерно соответствует количеству воды, сорбируемому при $\frac{P}{P_0}=0{,}5$, то данные Алешина сопоставимы с рассмотренными выше данными трех авторов. Результаты исследований Алешина представлены в табл. 18.

Таблица 18

Отношение содержания гигроскопической влаги в воздушно-сухих образцах почв к емкости обмена

(по данным Алешина, 1936)

Название почвы	Емкость обмена м-экв. на 100 г почвы	Содержание гигроскопической влаги в % от веса сухой почвы	То же, в миллимолях на 100 г сухой почвы	Отношение содержания гигроскопической влаги, выраженного в миллимолях, к емкости обмена
Среднеподзолистая	8,32	1,90	105	12,6
Серая лесная	21,02	2,68	149	7,1
Темнокоричневая	29,59	3,29	183	6,2
Деградированный чернозем	38,58	5,34	296	7,7
Выщелоченный чернозем	38,33	5,04	280	7,3
Выщелоченный чернозем	48,87	6,59	366	7,5
Мощный чернозем	45,55	6,22	346	7,6
Мощный чернозем	51,81	7,12	395	7,6
Обыкновенный чернозем	54,41	7,17	398	7,3
Южный чернозем	33,44	4,61	256	7,6
Каштановая	22,76	3,25	181	8,0
Чернозем кубанский	33,46	4,81	287	8,0
Чернозем приазовский	36,95	5,45	303	8,2
Краснозем	12,0	5,73	318	26,5

Отношения колеблются в пределах 6,2—8,2, если не считать первой и последней почв, т. е. весьма близки к полученным Келли, Иенни и Брауном, причем нужно принять во внимание, что все почвы, кроме первой и последней, насыщены основаниями и главным образом кальцием. Что же касается первой и последней почв, то здесь можно высказать сомнение относительно точности определения емкости обмена. Последняя определялась по методу Бобко — Аскинази, и в почвах, не насыщенных основаниями, каковы подзолистая и краснозем, могла быть определена с ошибкой в сторону преуменьшения. Но нельзя отрицать и той возможности, что в этих двух почвах отношение действительно иное.

В своей более поздней работе Алешин (1939) утверждает, что гигроскопичность карбонатных почв и их емкость обмена связаны зависимостью

$$Hy = 7{,}3T,$$

где Hy — гигроскопичность, выраженная в миллимолях воды на 100 почвы;

T — емкость обмена в мг-экв. на 100 г почвы.

Алешин предлагает даже определять емкость обмена карбонатных почв по их гигроскопичности, пользуясь только что названным уравнением.

Кюн (Kühn, 1932) получил также весьма близкие величины подобных же отношений, что не трудно видеть из табл. 19.

Таблица 19

Отношение содержания гигроскопической влаги в воздушно-сухих образцах почв к емкости обмена

(по данным Кюна, 1932)

№ почв	Сумма обменных катионов в м-экв. на 100 г почвы	Содержание гигроскопической влаги в % от веса сухой почвы	То же в миллимолях на 100 г сухой почвы	Отношение содержания гигроскопической влаги, выраженного в миллимолях, к емкости обмена
1	21,01	2,61	145	7,0
2	46,26	6,27	348	7,5
3	20,93	2,34	130	6,2
4	11,16	1,24	69	6,2
5	9,77	1,07	59	6,1
6	12,56	1,36	76	6,0
7	7,47	0,85	47	6,3
8	20,36	2,66	148	7,3
9	30,40	3,80	211	6,9
10	62,41	6,44	358	5,7
11	23,50	3,32	184	7,8
12	11,96	1,25	69	5,8
13	10,52	1,11	62	5,9
14	11,56	1,35	75	6,5
15	11,06	1,57	87	7,9
16	5,15	0,57	32	6,1

У Кюна, таким образом, эти отношения колеблются в пределах 5,7—7,9. Почвы, с которыми он работал, были, видимо, насыщены основаниями, так как большинство из них (за исключением трех) содержало углекислый кальций, а многие содержали в небольших количествах (до 0,4%) легкорастворимые соли.

Таким образом, число молекул воды, сорбируемой при $\frac{P}{P_0} = 0{,}5$ или близкой величине, на одну обменную точку равняется:

По данным Келли, Иенни и Брауна	7,3—9,7
По данным Алешина	6,2—8,2
По данным Кюна	5,9—7,9

Цифры, как видим, получаются весьма близкие.

Однако считать эту численную зависимость универсальной все же нельзя. В таблицах 20, 21, 22 и 23 мы приводим величины отношений

$$\frac{\text{максимальная гигроскопичность в миллимолях}}{\text{емкость обмена в м-экв.}}$$

$$\text{и } \frac{\text{гигроскопичность воздушно-сухой почвы в миллимолях}}{\text{емкость обмена в м-экв.}}$$

для нескольких почвенных разрезов, относящихся к почвам разного типа. Из рассмотрения этих данных явствует, что второе из этих отношений, величины которого мы можем сопоставлять с данными Келли, Иенни и Брауна, Алешина и Кюна, в большинстве случаев и в этих разрезах колеблется в

Таблица 20

Содержание гумуса, емкость обмена, содержание гигроскопической воды и максимальная гигроскопичность среднеподзолистой почвы на покровном суглинке. Еловый лес. Разрез № 7 Абрамовой

(анализ Рашевской)

Горизонт	Глубина в см	Содержание гумуса в %	Емкость обмена в м-экв.	Содержание гигроскопической воды		Максимальная гигроскопичность		Отношения	
				в %	в миллимолях	в %	в миллимолях	гигроскопичности (в миллимолях) к емкости обмена (в м-экв.)	максимальной гигроскопичности (в миллимолях) к емкости обмена (в м-экв.)
A_0	0—2	55,88	53,42	6,71	373	—	—	7,0	—
A_0A_1	2—4	30,54	44,7	5,76	320	—	—	7,2	—
A_1A_2	4—9	3,30	9,9	1,31	73	3,60	200	7,4	20,2
	9—15	1,80	7,6	1,39	77	3,06	170	10,1	22,4
A_2	15—25	0,61	6,7	0,76	41	2,31	128	6,1	19,2
A_2B	25—35	0,30	9,4	1,25	69	3,72	207	7,3	22,0
B	35—40	0,49	17,0	2,65	147	7,24	413	8,6	24,3
	40—50	0,30	19,3	2,25	125	7,81	434	6,5	22,5
	50—60	0,34	20,0	3,20	178	8,09	449	8,9	22,4
	60—70	0,27	21,8	3,39	188	8,40	467	8,6	21,4
	70—80	0,34	21,9	3,59	200	—	—	9,1	—
C	80—90	0,26	21,8	3,43	191	—	—	8,8	—
	90—100	0,28	22,4	3,28	182	—	—	8,1	—
	100—110	0,28	24,0	2,85	158	9,06	503	6,6	21,0
	110—120	0,26	23,4	3,62	201	—	—	8,6	—
	120—130	0,30	23,3	3,72	207	8,91	495	8,9	21,3
	130—140	0,34	23,6	3,74	208	—	—	8,8	—
	140—150	0,30	23,7	3,13	174	—	—	7,3	—
	150—160	0,27	24,4	2,47	137	8,38	465	5,6	19,1
	160—170	0,30	24,5	4,11	228	—	—	9,3	—
	170—180	0,29	22,4	3,03	168	—	—	7,5	—
	180—190	0,34	24,8	3,21	178	—	—	7,2	—
	190—200	0,40	25,5	4,02	223	8,45	469	8,7	18,4

Примечание. Емкость обмена определена непосредственно, по методу Бобко-Аскинази.

тех же пределах, что и у только что названных авторов. Это относится даже к лесной подстилке (табл. 20, гор. A_0). Однако в некоторых случаях это отношение делается заметно большим, как, например, в слое 60—120 см темносерой почвы (табл. 21), где оно достигает 12. Наоборот, в черноземе (табл. 22) это отношение в общем ниже (5,2—6,5). Нужно отметить, что величина этого отношения может варьировать еще и потому, что образцы хранились, вероятно, при разной относительной влажности воздуха, вследствие чего и содержание гигроскопической влаги могло колебаться в зависимости от этого фактора. Поэтому более показательными и убедительными являются величины первого из указанных выше отношений, которое вычисляется на основании величин максимальной гигроскопичности, определяемой всегда при одной и той же относительной упругости водяного пара.

Таблица 21

Содержание гумуса, емкость обмена, содержание гигроскопической влаги и максимальная гигроскопичность в темносерой почве. Дубовый лес. Разрез № 16 Афанасьевой

(анализ Рашевской)

Глубина в см	Содержание гумуса в %	Емкость обмена в м-экв.	Содержание гигроскопической воды		Максимальная гигроскопичность		Отношения	
			в %	в миллимолях	в %	в миллимолях	гигроскопичности (в миллимолях) к емкости обмена (в м-экв.)	максимальной гигроскопичности (в миллимолях) к емкости обмена (в м-экв.)
0—10	6,52	28,2	2,70	150	7,00	389	5,3	13,8
10—20	3,05	20,4	1,99	111	4,70	261	5,4	12,8
20—30	1,99	18,5	2,02	112	4,95	275	6,1	14,9
30—40	1,78	21,8	2,51	140	6,28	349	6,4	16,0
40—50	1,48	22,8	2,54	141	6,53	363	6,2	15,9
50—60	0,93	20,1	2,81	156	6,68	371	7,8	18,4
60—70	0,61	18,0	3,61	201	6,64	368	11,2	20,5
70—80	0,52	18,0	3,55	198	6,92	383	11,0	21,3
80—90	0,47	18,9	3,27	182	6,39	356	9,6	18,8
90—100	0,37	19,65	4,26	236	7,43	413	12,0	21,0
100—110	0,39	24,4	5,11	284	8,41	467	11,6	19,2
110—120	0,48	26,9	5,28	294	8,44	469	10,9	17,4
120—130	0,48	23,5	3,15	175	9,66	537	7,5	22,8
130—140	0,59	25,1	2,95	165	9,54	529	6,6	21,0
140—150	0,53	26,3	3,44	191	9,11	506	7,3	19,3
150—160	0,48	23,9	3,15	175	8,87	493	7,3	20,6
160—170	0,52	24,7	2,97	165	8,98	499	6,7	20,2
170—180	0,48	24,7	3,11	173	8,98	499	7,0	20,2
180—190	0,52	26,1	3,68	204	9,88	548	7,8	21,0
190—200	0,54	27,8	3,79	211	9,77	543	7,6	19,5
200—210	0,61	26,3	3,74	208	—	—	7,9	—
210—220	0,60	26,2	3,68	204	9,77	543	7,8	20,7
220—230	0,67	26,9	3,64	202	—	—	7,5	—
230—240	0,54	25,8	4,38	244	10,14	562	9,6	21,8
240—250	0,51	28,8	4,06	226	—	—	7,8	—
250—260	0,39	29,6	4,24	236	10,93	607	8,0	20,5
260—270	0,38	28,4	4,52	252	—	—	8,9	—
270—280	0,41	27,7	4,22	234	11,29	627	8,4	22,6
280—290	0,33	28,5	4,00	222	—	—	7,4	—
290—300	0,29	27,7	3,83	213	10,82	601	7,7	21,7
300—310	0,24	28,5	3,76	209	10,82	601	7,3	21,1

Примечание. Емкость обмена определялась непосредственно, по методу Бобко-Аскинази.

Величина этого отношения в подзолистой и темносерой почвах варьирует в довольно узких пределах — от 18 до 22, за исключением гумусового горизонта последней почвы, где это отношение заметно понижается — до 12—16. В черноземе это отношение заметно ниже, чем в только что названных двух почвах, но варьирует в узких пределах: от 13 до 16. Наоборот, в сероземе (табл. 23) это отношение значительно шире, достигая в гумусовых горизонтах 23—25, а в нижележащих 30—35. Из этого,

Таблица 22

Содержание гумуса, емкость обмена, содержание гигроскопической влаги и максимальная гигроскопичность в мощном черноземе. Целинная степь. Разрез № 2 Афанасьевой (1947)

Глубина в см	Содержание гумуса в %	Емкость обмена в м-экв.	Содержание гигроскопической воды		Максимальная гигроскопичность		Отношения	
			в %	в миллимолях	в %	в миллимолях	гигроскопичности (в миллимолях) к емкости обмена (в м-экв.)	максимальной гигроскопичности (в миллимолях) к емкости обмена (в м-экв)
0—10	10,8	39,5	3,68	204	10,6	589	5,2	14,9
10—20	7,7	34,2	3,31	184	9,8	545	5,4	15,9
20—30	7,0	32,5	3,53	196	9,3	517	6,0	15,9
30—40	6,2	34,5	3,86	214	9,3	517	6,2	15,0
40—50	5,3	32,7	3,85	214	9,2	511	6,5	15,6
50—60	4,7	33,9	3,84	213	8,9	495	6,3	14,6
60—70	3,6	32,5	3,69	205	7,9	439	6,3	13,5
70—80	2,4	32,1	3,34	185	8,0	445	5,8	13,8
80—90	2,3	27,0	3,24	180	7,9	439	6,7	16,3
90—100	2,3	29,2	3,38	188	7,5	417	6,4	14,3

Примечание. Емкость обмена вычислена по сумме обменных кальция и магния.

между прочим, следует, что предложение Алешина определять емкость обмена в карбонатных почвах по величине максимальной гигроскопичности, пользуясь постоянными коэффициентами, оказывается неудачным. Разным типам почв, а может быть, и разным генетическим горизонтам одной и той же почвы свойственны различные соотношения между величинами МГ и емкости обмена.

Говоря о природе явления сорбции парообразной воды почвами, нельзя пройти мимо совершенно особой точки зрения на это явление, разработанной несколькими германскими исследователями (Кюн, Янерт, Фагелер, Альтен и Курмис).

Наиболее решительно эта точка зрения была сформулирована Кюном в его цитировавшейся уже выше работе (1932). Кюн утверждает, что коллоидные частицы сами по себе совершенно сухи, а мокры только обменные катионы. Почвы, потерявшие свои обменные ионы, одновременно теряют и гигроскопичность.

Таким образом, по мнению Кюна, сорбированная влага удерживается не поверхностью самих частиц, а представляет собою ту влагу, которая связывается обменными катионами в процессе их гидратации.

При этом Кюн, исходя из величин гидратации, полученных Реми, дает следующие величины соотношения $\frac{\text{емкость обмена в м-экв.}}{\text{гигроскопическая влажность в \%}}$:

Ca	11,1
Mg	8,3
K	13,9
Na	6,7

Таблица 23

Емкость объема, максимальная гигроскопичность и отношение между этими величинами в сероземах УзССР

(по данным Горбунова, 1942)

№ разреза	Глубина взятия образца в см	Емкость обмена в м-экв.	Максимальная гигроскопичность		Отношение максимальной гигроскопичности (в миллимолях) к емкости обмена (в м-экв.)
			в %	в миллимолях	
		Светлый серозем			
1	0—9	10,4	4,33	241	23,2
	10—20	6,4	3,61	201	31,4
	35—45	6,3	3,34	184	29,2
	70—80	6,5	3,53	196	30,2
	100—110	8,5	3,95	220	25,9
		Типичный серозем			
4	0—3	14,1	5,20	289	20,5
	5—15	9,1	5,06	282	31,1
	20—30	9,3	4,62	257	27,6
	50—60	8,3	5,08	283	34,1
	80—90	7,9	4,80	267	33,8
	160—170	8,4	4,36	242	28,8
		Темный серозем			
6	3—13	12,6	5,70	317	25,2
	25—35	10,5	5,55	309	29,4
	60—70	10,3	5,40	300	29,1
	110—120	11,2	5,07	282	25,1
		Выщелоченный серозем			
7	0—5	15,4	6,86	382	24,8
	8—18	14,7	6,38	355	24,2
	25—35	11,5	7,31	407	35,4
	55—65	10,6	6,02	335	31,6
	150—160	10,1	6,02	335	33,2

Пересчитав эти величины в соотношение

$$\frac{\text{число миллимолей гигроскопической воды}}{\text{1 м-экв. обменного катиона}},$$

получим:

Ca	5,0
Mg	6,7
K	4,0
Na	8,3

Таким образом, почва, насыщенная натрием, должна обладать значительно большей гигроскопичностью, чем почва, насыщенная кальцием. Насколько это оправдывается в действительности — увидим несколько ниже.

Вместе с тем следует отметить, что последние цифры находятся в противоречии с приведенными выше соотношениями, полученными Алешиным, который для почв, насыщенных кальцием и магнием, получил в среднем 7,5, и данными Келли, Иенни и Брауна, получавших в среднем 8,4.

Беренс (Behrens, 1935), критически рассматривая работу Кюна, отмечает, что совпадение вычисленных и найденных величин максимальной гигроскопичности, якобы подтверждающее правильность точки зрения Кюна, является чистой случайностью. Это следует из того, что Кюн пользовался не величинами максимальной гигроскопичности, а содержанием гигроскопической влаги в воздушно-сухой почве.

Взгляды, совершенно аналогичные воззрениям Кюна, высказывает Фагелер (1938, стр. 43—44), который говорит следующее: «Силы, имеющиеся в распоряжении твердой частицы, весьма ограничены. При преобладающей в почве роли явлений полярной сорбции, эти силы полностью расходуются на удерживание противоионов, т. е. катионов[1], и не могут быть затрачены на притяжение и удерживание сверх того еще молекул воды. Прямое связывание воды может происходить разве только на плоскостных сетках решетки, или, по старой терминологии, на поверхности раздела фаз, или просто на поверхности. Однако и здесь оно должно быть крайне незначительным, если принять во внимание ограниченность сил, имеющихся в распоряжении частицы. Катионы, образующие диффузный слой (рой ионов), ведут себя иначе. При соприкосновении почвенной коллоидной соли или почвенной частицы с водою катионы этого слоя, обладающие по большей части весьма значительной теплотой гидратации, тотчас же облекаются гидратационной водой в той мере, в какой позволяют им свободные силы, остающиеся после насыщения ими заряда частицы. *С особой энергией поглощение водных молекул происходит из водяного пара, обладающего в несколько раз более высоким дипольным моментом, чем вода в жидкой форме*[2].

Такое сгущение воды из водяного пара обычно приписывается *гигроскопичности*[3] почвы. Митчерлих и другие исследователи полагают, что величина гигроскопичности является мерой поверхности почвы.

После приведенных выше рассуждений едва ли нужно особо указывать, что это предположение является правильным лишь в очень ограниченной степени. *Так как степень гидратации отдельных ионов весьма различна, то поглощение коллоидной солью воды очень мало зависит от характера поверхности частиц, а всецело обусловливается числом и родом ионов, сорбированных частицей или, как еще выражаются, образующих ее поглощающий комплекс*» [4].

Если бы положения, выдвигаемые Кюном, Фагелером и другими их единомышленниками, были бы верны, то количество сорбированной почвой влаги при любой величине $\frac{P}{P_0}$ должно было бы изменяться с изменением природы насыщающего почву катиона и именно так, что чем больше степень гидратации катиона, тем больше, при данной величине $\frac{P}{P_0}$, должно сорбироваться влаги.

---

[1] Т. е. обменных катионов.— *А. Р.*
[2] Курсив автора.
[3] Курсив автора.
[4] Курсив автора.

Как мы уже видели выше, современная физико-химическая литература не дает нам твердо установленных величин гидратации ионов, а те весьма разнохарактерные данные по этому вопросу, которые могут быть найдены, ни в какой мере не соответствуют явлениям, наблюдаемым нами в почвах.

Кроме того, нужно считаться с тем, что числа гидратации ионов, найденные различными исследователями, относятся к ионам, находящимся в растворе в свободном состоянии, и не могут, конечно, безоговорочно переноситься на ионы, связанные с поверхностью коллоидных частичек, т. е. в интересующем нас случае — на обменные катионы.

Вследствие этого чаще всего о степени гидратации обменных катионов судят по величине набухания почвенных образцов, насыщенных различными катионами. Очевидно, что этот подход не может дать нам абсолютных чисел гидратации обменных катионов и дает лишь относительные величины, характеризующие относительную способность различных катионов к гидратации.

Кроме того, нужно учитывать, что этот подход основан на допущении, что набухание почвы является следствием гидратации обменных катионов, водные оболочки которых, сливаясь между собой, отодвигают почвенные частицы друг от друга на расстояние тем большее, чем больше степень гидратации данного катиона.

Однако это широко распространенное допущение оказывается, как мы увидим в главе IV, весьма уязвимым в свете некоторых новейших экспериментальных данных, в силу чего мы должны считать его условным.

С этой оговоркой перейдем к рассмотрению тех фактических данных, которые можно найти в литературе по интересующему нас вопросу.

Некоторый цифровой материал, дающий относительные кажущиеся величины гидратации обменных катионов почвы, поскольку о ней можно судить по величине набухания, мы находим в работах Маттсона (1938) и Альтена и Курмиса (Alten und Kurmies, 1939). Подробнее на этих работах мы остановимся в главе IV, а сейчас приведем только относительные величины гидратации, которые устанавливаются в этих работах (табл. 24).

Таблица 24

Относительные величины гидратации обменных катионов, вычисленные по данным Маттсона (1938, стр. 339—342) и Альтена и Курмиса (1939)

Катионы	Относительная гидратация	
	по Маттсону	по Альтену и Курмису
Ca	100	100
Mg	101	102
K	178	193
Na	452	490
Li	352 (?)	—
H	101	—

Антипов-Каратаев с сотрудниками (1935) получил следующие величины набухания чернозема, насыщенного различными катионами, приводимые в табл. 25.

Таблица 25

Величины набухания чернозема, насыщенного разными катионами, по данным Антипова-Каратаева с сотрудниками (1935)

Насыщающий катион	Набухание в % от первоначального объема	Относительное набухание
H	5,0	65
Ca	7,7	100
Ba	7,7	100
Mg	9,3	121
K	15,5	201
Na	26,8	348
Li	50,0	650

Бевер и Винтеркорн (Baver and Winterkorn, 1935) получили следующие величины набухания (табл. 26).

Таблица 26

Величины набухания почвенных коллоидов, насыщенных разными катионами

(по данным Бевера и Винтеркорна, 1935)

Насыщенный катион	Величина набухания в $см^3/г$			Относительная величина набухания		
	Коллоид Патнам	Коллоид из бентонита	Коллоид Уэбэш	Коллоид Патнам	Коллоид из бентонита	Коллоид Уэбэш
Li	4,97	10,77	3,10	548	430	393
Na	4,02	11,08	3,73	442	444	472
K	0,50	8,55	0,55	55	322	70
Ba	0,85	2,50	0,74	93	100	94
Ca	0,91	2,50	0,79	100	100	100
H	0,81	2,20	0,94	89	88	119

Исходя из всех этих данных, степень кажущейся гидратации катионов, находящихся в обменном состоянии, можно охарактеризовать следующим качественным рядом со следующими примерными относительными количественными показателями

Li ⩾	Na ⋙	K ⋙	Mg ⩾	Ca ⩾	H
450	450	200	100—120	100	100

Другими словами, одновалентные щелочные катионы гидратированы весьма сильно — значительно сильнее, чем двувалентные и чем ион водорода. В пределах ряда Li — Na — K степень гидратации падает. Катионы магния, кальция и водорода мало отличаются друг от друга по степени гидратации. Положение катиона калия в этом ряду наиболее изменчиво.

Условимся пока что считать, что этот ряд соответствует относительной гидратации обменных катионов. В какой мере это соответствует действительности — к этому вопросу мы вернемся в главе IV.

Исходя из этого ряда, мы должны ожидать, что если взгляды Кюна, Фагелера и их последователей правильны, то сорбционная способность какой-либо почвы в отношении парообразной воды должна меняться в зависимости от характера насыщающего катиона точно так же, как это указано в только что приведенном неравенстве.

В литературе мы находим целый ряд исследований по вопросу о влиянии природы обменного катиона на сорбцию парообразной влаги.

Так, Томас (1928) приводит величины сорбции водяного пара для девяти почв, насыщавшихся разными катионами. Если мы выберем величины сорбции для $\frac{P}{P_0} = 0{,}4$, т. е. для такой величины $\frac{P}{P_0}$, при которой не происходит еще капиллярной конденсации, и составим для каждой почвы ряд в порядке убывания величины сорбции, обозначив символами ионов образцы почвы, насыщенные этими ионами, то получим следующую картину (табл. 27).

Таблица 27

Сорбция водяного пара почвами, насыщенными разными катионами

(по данным Томаса, 1928)

Почва	Убывающий ряд величин сорбции водяного пара
Т—1	$NH_4 > Ca = Na = Mg > K$
1170	$Ca > Na > H > NH_4 > K$
1170 А	$Ca > Na > H > NH_4 > K$
1171	$Ca > Na > H > NH_4 > K$
1286	$Ca > H > Na > NH_4 > K$
1293	$Ca > H > Na > NH_4 > K$
1294	$Ca > H > Na > NH_4 > K$
1295	$Ca > H > Na > NH_4 > K$
1296	$Ca > Na > NH_4 > K$

Таким образом, во всех почвах, кроме Т-1, величина сорбции наибольшая у почв, насыщенных кальцием. Вслед за ними идет иногда почва, насыщенная натрием, иногда — почва, насыщенная водородом. На последнем месте — почвы, насыщенные NH_4 и калием.

Как видим, этот ряд совсем не похож на приведенный выше ряд гидратации. При этом следует заметить, что абсолютные разности между количествами сорбированной влаги невелики.

Бевер и Хорнер (Baver and Horner, 1933) дают следующий ряд сорбции водяных паров для глины Пэтнам, насыщенной разными катионами, при $\frac{P}{P_0} = 0{,}75$ (над 30%-ной H_2SO_4).

$$H > Ca > Li \geqslant Mg > Na > Ba > K.$$

Алешин (1934) получил следующие ряды:

Мощный чернозем	$Mg > H > Ca > Na$
Деградированный чернозем	$Mg > H > Ca > Na$
Подзолистая почва	$Mg > H > Ca > Na$
Краснозем	$Mg > H > Ca > Na$

По данным Зуева и Гапона (1944), можно для бентонита дать такой ряд:

$$Ca > (H + Ca) > H > Na.$$

Курон (1932) в цитировавшейся уже работе также изучал влияние природы обменного катиона на сорбцию водяного пара. На рис. 20 мы приводим изотермы сорбции для глины Геберсдорф, а на рис. 26 те же изотермы в логарифмическом виде. Из этих рисунков видно, что на глинах, насыщенных кальцием, магнием и водородом, величины сорбции водяного пара различались ничтожно мало. Насыщение почвы одновалентными катионами значительно уменьшает величину сорбции при $\frac{P}{P_0}$ не выше 0,70, причем наименьшую величину дал калий, несколько бо́льшую — NH_4 и еще бо́льшую — натрий. При высоких величинах $\frac{P}{P_0}$,

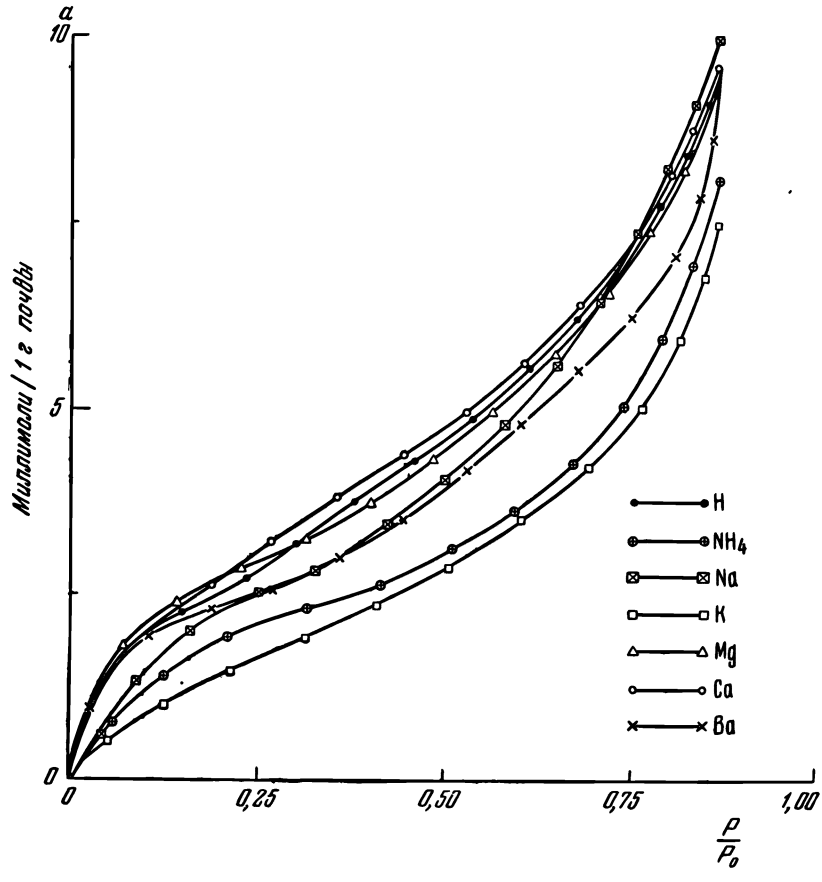


Рис. 25. Изотермы сорбции водяного пара глиной, насыщенной различными катионами (данные Курона).

начиная, примерно, от 0,7 и выше, изотерма Na-глины сечет изотермы, соответствующие катионам H, Ca и Mg, и наибольшей величины достигает сорбция Na-глиной.

Далее Курон (1934) исследовал процесс сорбции на глине, насыщенной метиленблау. При этом он исходил из той предпосылки, что так как, по исследованиям Маттсона, коллоиды, насыщенные метиловой голубой, не способны к катафоретическому передвижению, то очевидно, что потенциал частиц таких коллоидов равен нулю и, следовательно, катионы метиловой голубой, адсорбированные коллоидами, полностью находятся в

недиссоциированном состоянии. Кроме того, такой катион вследствие его размеров едва ли может обладать значительной степенью гидратации.

В результате исследования оказалось, что замена катионом метиловой голубой катиона обменного кальция значительно уменьшила величину сорбции водяного пара, причем изменилась и форма изотермы сорбции и константы уравнения изотермы.

Уменьшение величины сорбции водяного пара при замене обменного кальция на метиловую голубую Курон приписывает тому, что катионы последней находятся в недиссоциированном состоянии, а следовательно, если и гидратированы, то крайне слабо. Это может служить доказательством того, что гидратация обменных катионов играет существенную роль в явлениях сорбции.

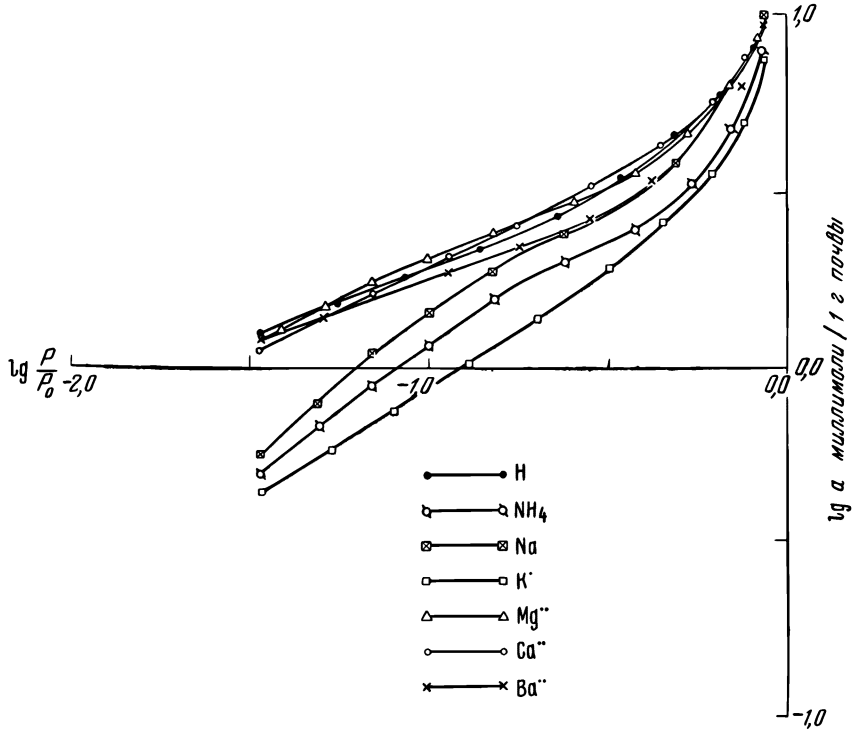


Рис 26 Изотермы адсорбции водяного пара глиной, насыщенной различными катионами, в логарифмической форме (данные Курона)

По поводу этого можно сделать следующие возражения. Дело в том, что катионы метиловой голубой обладают весьма большой величиной по сравнению с теми металлическими катионами, которые обычно встречаются в почве. Поэтому замена последних катионами метиловой голубой чисто физически уменьшает ту поверхность почвенных частиц, на которой может сорбироваться вода. Взамен этой поверхности появляется поверхность, состоящая из катионов метиловой голубой, которая, как говорит Курон, обладает малой способностью к гидратации. Кроме того, остается неизвестным, как меняется структурное состояние почвы при насыщении ее метиловой голубой.

Таким образом, эти опыты Курона с метиленблау могут быть объяснены совершенно иначе и рассматривать их как бесспорное доказательство большой роли гидратации обменных катионов в сорбции почвою влаги нельзя.

В работе Антипова-Каратаева с сотрудниками (1935) чернозем и суглинок сорбировали при $\frac{P}{P_0} = 0{,}6$ следующие количества влаги:

Насыщающий катион	Величина сорбции в мг на 1 г почвы	
	чернозем	суглинок
Ca	68,1	29,0
Ba	64,4	—
H	61,2	29,6
Mg	60,7	27,7
K	54,3	20,3
Na	54,2	23,7

Как видим, в черноземе величины сорбции дали убывающий ряд:

$$Ca > Ba > H > Mg > K > Na,$$

а в суглинке

$$H > Ca > Mg > Na > K.$$

Все приведенные выше ряды, как не трудно заметить, не вполне тождественны. Не вдаваясь в подробное рассмотрение причин отсутствия полной тождественности, отметим одну черту, общую для всех рядов: во всех случаях почва, насыщенная кальцием, сорбирует больше влаги, нежели почва, насыщенная натрием. Сопоставление этой пары особенно интересно, ибо, с одной стороны, кальций присутствует в качестве обменного катиона во всех почвах без исключения, а натрий — во многих почвах аридных областей. С другой стороны, степень гидратации иона натрия, когда он находится в поглощенном состоянии, казалось бы, должна значительно превышать степень гидратации иона кальция — по данным таблиц 24—27 в 3,5—5 раз. Поэтому по теории Фагелера, Кюна и других, количество воды, сорбируемое почвами, насыщенными натрием, должно было бы значительно превышать количество воды, сорбируемое почвами, насыщенными кальцием. На самом же деле для весьма большого интервала $\frac{P}{P_0}$ наблюдается обратное соотношение, хотя, как мы уже говорили, абсолютные разности невелики. И только для величин $\frac{P}{P_0}$, приближающихся к 100%, т. е. для области относительных упругостей водяного пара, в которой уже несомненно имеет место капиллярная конденсация, величины сорбции водяного пара начинают располагаться в том порядке, который соответствует предполагаемой величине гидратации поглощенных катионов, отнюдь не достигая, однако, соответствующих соотношений.

Таким образом, этими данными взгляды немецкой школы категорически опровергаются.

Чем можно объяснить то обстоятельство, что сорбция водяного пара почвами, насыщенными кальцием, превышает таковую у почв, насыщенных натрием?

Этот вопрос обстоятельно был изучен Бевером и Хорнером (1933), которые установили уже приведенный выше ряд:

$$H > Ca > Li \geqslant Mg > Na \geqslant Ba > K.$$

Большую сорбционную способность коллоидов, насыщенных двувалентными катионами, эти исследователи объясняют тем, что два одновалентных катиона занимают больше места, чем один двувалентный, вследствие чего в первом случае для воды остается меньше места. Цифровые данные, которыми оперировали Бевер и Хорнер, приведены в табл. 28.

Таблица 28

Объемы обменных катионов

(по данным Бевера и Хорнера, 1933)

Величины	H	Li	Na	K	Mg	Ca	Ba
Радиус иона в Å	0,45	0,78	0,98	1,33	0,78	1,06	1,45
Объем иона ($\times 10^{-24}$ см³)	0,38	1,99	3,94	9,85	1,99	4,99	12,80
Объем 60 м-экв. ионов ($\times 10^{-24}$ см³)	1,38	7,24	14,33	25,81	3,62	9,09	23,37
Относительный объем ионов (H=1) .	1,00	5,23	10,38	25,94	1,75	4,39	11,24

Примечание. Расчет сделан применительно к глине Пэтнам (Putnam), обладающей емкостью обмена, равной 60 м-экв. на 100 г, причем объем моновалентных катионов рассматривается как цилиндр, образованный двумя ионами, соприкасающимися друг с другом.

На рис. 27, заимствованном из статьи этих двух авторов, видно, что количество сорбированной воды обнаруживает хорошо выраженную линейную обратную зависимость от суммарного объема 60 м-экв. ионов.

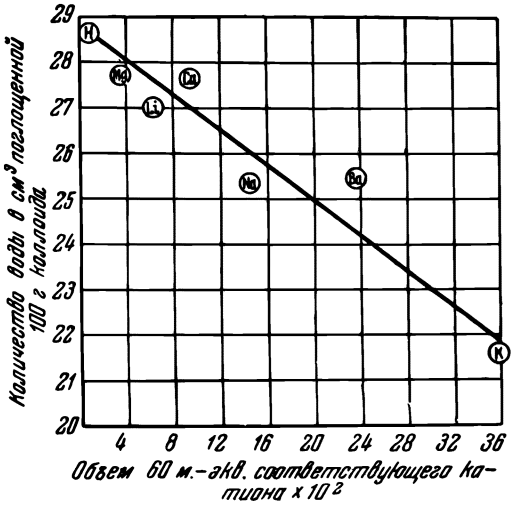


Рис. 27. Зависимость количества влаги, сорбированной почвенными коллоидами, насыщенными различными катионами, от объема обменных катионов (по Беверу и Хорнеру).

Другое объяснение меньшей сорбции водяного пара почвой, насыщенной ионом натрия, по сравнению с почвой, насыщенной ионом кальция, заключается в том, что при приготовлении образца почвы, насыщенной натрием, в процессе высушивания, вследствие предшествующего сильного пептизирующего действия натрия на почву, последняя сильно ссыхается, что может вызвать сокращение поглощающей поверхности. Это объяснение выдвигает Курон в отношении сорбции CO_2, которое оказалось наименьшим также в случае насыщения почвы щелочными катионами (рис. 28). Мы не видим причин к тому, чтобы это объяснение нельзя было бы приложить и к сорбции водяного пара. Подобного же взгляда придерживается и Шаров (1937).

Наконец, третье объяснение основывается на новейших данных о величине гидратации ионов. Мы видели выше, что по данным, например, Реми гидратация натрия меньше, чем гидратация кальция. Поэтому естественно, что коллоид, насыщенный натрием, сорбирует меньше влаги, чем коллоид, насыщенный кальцием.

Все, что мы говорили до сих пор, относилось к влиянию обменных катионов на процесс собственно сорбции водяного пара. При высоких же величинах $\frac{P}{P_0}$, близких к 100%, т. е. в том интервале их, в котором имеет место уже капиллярная конденсация, когда, следовательно, в почве по-

является влага со свойствами жидкой воды, картина резко меняется. Количество сорбированной воды начинает соответствовать степеням кажущейся гидратации катионов, ибо капиллярно сконденсированная влага может беспрепятственно связываться поглощенными катионами в процессе их гидратации. В той же работе Бевера и Хорнера мы находим иллюстрацию этого положения. Они изучали сорбцию водяного пара над 30%-ной серной кислотой ($\frac{P}{P_0} = 0{,}75$) и над 3,3%-ной ($\frac{P}{P_0} = 0{,}98$).

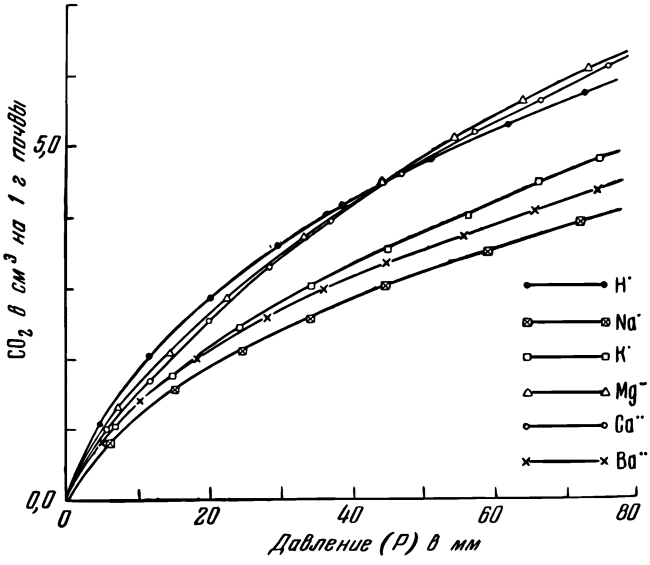


Рис. 28. Изотермы сорбции углекислоты почвой, насыщенной различными катионами (по данным Курона).

Величины сорбции в процентах от веса сухого вещества для глины Пэтнам составили:

Обменный катион	При $\frac{P}{P_0} = 0{,}75$	При $\frac{P}{P_0} = 0{,}98$
H	18,13	44,76
Li	17,13	56,12
Na	16,53	49,22
K	12,75	31,12
Mg	17,08	39,32
Ca	17,37	40,91
Ba	16,29	41,95

При $\frac{P}{P_0} = 0{,}75$ получается ряд

$$H > Ca > Li > Mg > Na > Ba > K;$$

при $\frac{P}{P_0} = 0{,}98$

$$Li > Na > H > Ba > Ca > Mg > K.$$

Хотя второй ряд во многом отличается от ряда кажущейся гидратации, но все же, особенно по положению лития и натрия, он стоит гораздо ближе к нему, чем первый ряд.

Еще одно соображение, которое можно привести против взглядов Кюна, Фагелера и пр., основывается на поведении почв, насыщенных ионом водорода. Его ничтожная гидратационная способность (одна молекула воды на один ион водорода) должна была бы снижать величину гигроскопичности почвы, насыщенной этим катионом, до весьма малой величины. Недаром, как мы видели выше, по мнению Кюна, почва промытая кислотой, должна быть практически лишена гигроскопической способности. Однако все те данные по сорбции водяного пара почвами, насыщенными катионом водорода, с которыми мы знакомились выше, свидетельствуют о том, что гигроскопичность таких почв бывает весьма близка к гигроскопичности почв, насыщенных катионами щелочных земель, хотя эти катионы и обладают, по всем данным, несравненно более высокой степенью гидратации, нежели ион водорода.

Таким образом, взгляды упоминавшихся немецких исследователей, в их оригинальной форме, оказываются явно неверными.

Значит ли это, однако, что гидратация обменных катионов не имеет никакого значения в явлениях гигроскопичности?

Нам кажется, что дать на этот вопрос утвердительный ответ все же нельзя.

Анализируя все приведенные выше данные, как, например, данные Томаса (см. табл. 27), Зуева и Гапона, кривые сорбции Курона (рис. 19 и 20), и сопоставляя их с новейшими величинами степени гидратации ионов (табл. 6), мы видим, что при низких и средних значениях $\frac{P}{P_0}$, вплоть до величины, равной 0,7, гигроскопичность почв, насыщенных различными катионами, в общем соответствует степеням гидратации насыщающих катионов.

Гигроскопичность почв, насыщенных щелочно-земельными катионами, всегда несколько выше, чем насыщенных щелочными катионами, что находится в полном согласии с таким же соотношением степени истинной гидратации этих двух групп катионов. В то же время в пределах группы щелочных катионов гигроскопичность почв, насыщенных ими, изменяется тоже симбатно со степенями их гидратации, т. е. понижается в ряду

$$Li — Na — K.$$

Из всего этого можно, как нам кажется, сделать вывод, что некоторая доля гигроскопической способности почв может быть отнесена на счет гидратации обменных катионов.

Но, во-первых, эта доля, повидимому, весьма невелика, потому что абсолютные величины сорбции водяного пара почвами, насыщенными различными катионами, все же весьма близки друг к другу.

Во-вторых, группы катионов различной валентности ведут себя в отношении влияния на гигроскопичность почв совершенно обратно тому, как это представляли себе ученые германской школы.

Лишь в пределах групп катионов одинаковой валентности взгляды этих ученых отвечают действительности, хотя количественные различия оказываются значительно меньшими, чем представлялось этим исследователям.

И только в том интервале величин $\frac{P}{P_0}$, в котором начинается процесс капиллярной конденсации, порядок влияния обменных катионов на процесс сорбции водяного пара почвой приобретает тот вид, который соответствует представлениям упомянутых исследователей, хотя даже в этом случае количественные различия оказываются значительно меньшими.

Само же явление, повидимому, и в этом случае лишь в весьма небольшой мере может быть объяснено гидратацией обменных катионов, о чем более подробно мы будет говорить в главе IV.

Подводя итоги всему сказанному, мы можем утверждать, что *сорбция водяного пара совершается преимущественно на самой поверхности почвенных частиц и лишь в небольшой степени представляет собой гидратацию обменных катионов.*

Естественно поэтому ожидать, что величина МГ должна находиться в прямой зависимости от величины суммарной поверхности почвенных частиц; последняя же зависит главным образом от содержания наиболее тонких частиц. Доказательство этого положения мы можем найти на рис. 29, на котором в форме графика рассеяния изображена зависимость

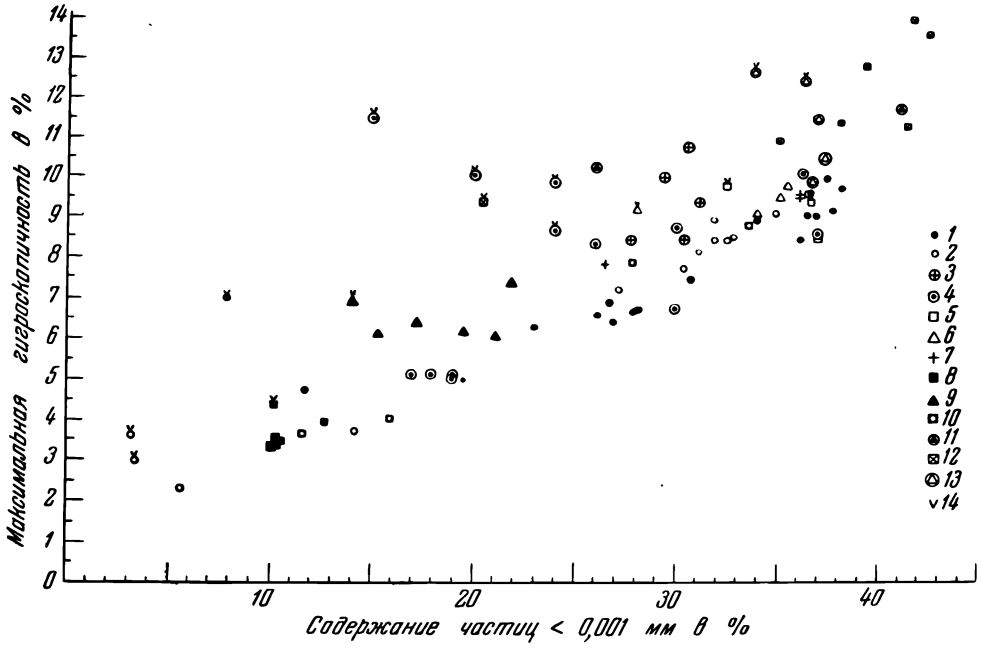


Рис. 29. Зависимость величины МГ от содержания частиц меньше 0,001 мм.

1 — темносерая почва из леса на Воркспе (Афанасьева); *2* — сильноподзолистая почва, Московская обл. (Абрамова); *3* — мощный чернозем, Курская обл. (Долгополова); *4* — мощный чернозем, Курская обл. (Афанасьева); *5* — темнокаштановая, Саратовская обл. (Усов); *6* — светлокаштановая, Саратовская обл. (Усов); *7* — глубокостолбчатый солонец, Саратовская обл. (Усов); *8* — светлый серозем (Горбунов); *9* — выщелоченный черновем (Горбунов); *10* — среднеподзолистая, Московская обл. (Димо); *11* — черновем обыкновенный, Сталинградская обл. (Димо); *12* — солонец корковый, Сталинградская обл. (Димо); *13* — краснозем (Димо); *14* — значок, которым отмечены гумусовые горизонты.

между величиной МГ и содержанием в почве фракции меньше 0,001 мм для нескольких разрезов почв разных типов, данные для которых мы заимствовали у разных исследователей.

Этот график совершенно отчетливо показывает, что между величиной МГ и содержанием фракции меньше 0,001 мм существует зависимость или линейная, или весьма близкая к таковой. Все резко отклоняющиеся точки, отмеченные значком *14*, относятся к горизонтам, богатым перегноем; это свидетельствует о том, что и органические коллоиды принимают значительное участие в создании поверхности, на которой сорбируется влага.

Следует также отметить, что МГ создается главным образом илистыми частицами. Так, по данным Мельникова (1949), величина МГ разных фракций покровной глины из Московской области равнялась:

Размеры частиц в мм	МГ в %
0,01 —0,005	0,4
0,005—0,004	1,1
0,004—0,003	1,5
0,003—0,002	1,9
0,002—0,001	5,1
0,001—0,0005	25,4
< 0,001	27,6

Таким образом, более или менее значительной величины МГ достигает лишь начиная с частиц меньше 0,002 мм, т. е., иными словами, начиная с частиц глинных минералов, что, кроме их малого размера, может вызываться также пластинчатой формой их кристаллов.

Последний вопрос, который нам надлежит рассмотреть в этой главе,— это вопрос о том, может ли передвигаться гигроскопическая влага в почве и если может, то в какой форме.

Ответ на этот вопрос вытекает из той зависимости, которая существует между влажностью почвы (если она не превышает величины МГ) и упругостью водяного пара в воздухе, в равновесии с которыми находится почвенная влага. Возьмем две навески одной и той же почвы с различной, но не превышающей величины МГ влажностью. Поместим каждую из этих навесок в замкнутый сосуд. Над каждой из этих навесок через некоторое время установится равновесная упругость водяного пара. В обоих случаях эта упругость будет меньше 100%, так как влажность почвы меньше величины МГ, но над более влажной почвой эта упругость будет больше. Если температура одинакова, то не только относительная, но и абсолютная упругость водяного пара будет больше над более влажной навеской. Если теперь мы соединим оба сосуда, то очевидно, что водяной пар начнет передвигаться из сосуда, где его абсолютная упругость больше, в сосуд, где его упругость меньше, т. е. от более влажной навески к более сухой. Равновесное состояние нарушится, и влага, содержащаяся в более влажной навеске, начнет испаряться, а влага, передвигающаяся в виде водяного пара к навеске с меньшей влажностью, начнет сорбироваться этой навеской. Этот процесс будет продолжаться до тех пор, пока упругость водяного пара над обеими навесками не сделается одинаковой, что может быть достигнуто лишь тогда, когда влажность обеих навесок сделается тоже одинаковой.

Таким образом, мы с полным правом можем ожидать, что гигроскопическая влага, содержащаяся в почве, может передвигаться в последней, переходя предварительно в парообразное состояние. Спрашивается: может ли одновременно гигроскопическая влага передвигаться в жидкой форме? Ответ на этот вопрос был дан Лебедевым (1913), опыты которого заключались в следующем.

Две навески одной и той же почвы помещали в стеклянные пробирки. Влажность обеих навесок была неодинакова, но не превышала величины МГ. По прошествии некоторого времени, обычно — несколько суток, пробирки разрезали и определялась влажность каждого из двух слоев почвы. Изменение влажности указывало на направление передвижения влаги. Для того, чтобы выяснить вопрос о том, в какой форме происходило это передвижение, опыты ставились в двух вариантах: в первом из них сухая и влажная почва соприкасались непосредственно, во втором между ними закладывалось несколько слоев парафинированной латунной сетки, которые создавали воздушную прослойку. Таким образом, в первом ва-

рианте опыта влага могла передвигаться как в жидком, так и в парообразном состоянии; во втором же варианте она, вследствие наличия воздушной прослойки, могла передвигаться только в парообразном состоянии.

Результаты одного из опытов оказались следующие:

	%
Максимальная гигроскопичность почвы	7,69
Влажность до опыта:	
нижний слой	4,93
верхний слой	2,08
Влажность после опыта:	
без прокладки нижний слой	3,60
» » верхний слой	2,92
с прокладкой нижний слой	3,63
» » верхний слой	2,93

Таким образом, во-первых, констатируется передвижение влаги от более влажного слоя, в котором относительная упругость водяного пара в воздухе была больше, к более сухому слою, где эта упругость была меньше. Во-вторых, в данных условиях, когда влажность почвы не превышала максимальной гигроскопичности, количество передвинувшейся влаги оказалось независящим от наличия или отсутствия прокладки, из чего Лебедев с полным основанием делает вывод о том, что при *влажности почвы более низкой, чем максимальная гигроскопичность, влага передвигается только в парообразной форме.*

Иное наблюдалось в тех случаях, когда влажность почвы превышала максимальную гигроскопичность. Так, например, в опыте № 17 с садовой землей, максимальная гигроскопичность которой равнялась 8,97%, результаты получились следующие:

	%
Влажность почвы до опыта:	
сухой слой	12,85
влажный слой	17,23
Влажность почвы после опыта:	
без прокладки сухой слой	13,62
» » влажный слой	15,94
с прокладкой сухой слой	13,19
» » влажный слой	16,24

Таким образом, без прокладки влажность сухого слоя увеличилась на 13,62—12,85 = 0,77%, а с прокладкой на 13,19—12,85 = 0,34%. Следовательно, в этом случае введение прокладок уменьшило количество передвинувшейся влаги. Лебедев объясняет это тем, что в тех пробирках, где прокладок не было, влага передвигалась и в жидкой и в парообразной форме, в то время как в пробирках с прокладками передвижение влаги происходило только в парообразной форме.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Подведем итоги всему сказанному в этой главе.

Почва обладает способностью сорбировать (поглощать) влагу водяного пара, находящегося в воздухе. Эта способность почвы называется ее гигро-

скопичностью, а поглощенная таким образом влага — г и г р о с к о п и ч е с к о й.

Количество гигроскопической влаги, которое может быть поглощено различными почвами, при прочих равных условиях, зависит от их механического состава, каковым определяется удельная поверхность почвы. Чем тяжелее механический состав и чем, следовательно, больше удельная поверхность почвы, тем больше ее гигроскопичность.

Количество гигроскопической влаги, которое может быть поглощено данной почвой, зависит от относительной упругости водяного пара в воздухе, соприкасающемся с почвой, причем с увеличением относительной упругости количество поглощаемой гигроскопической влаги возрастает. Максимальной гигроскопичностью, которую мы обозначаем символом МГ, мы называем то количество влаги, выраженное в процентах от веса сухой почвы, которое почва может поглотить из воздуха, почти насыщенного водяным паром (с относительной влажностью, равной 94%). Максимальная гигроскопичность является величиной условной.

По мере увеличения относительной упругости водяного пара от 0 до 100% изменяется характер процесса сорбции влаги почвой, а также и характер математической зависимости, при помощи которой может быть выражена связь между относительной упругостью водяного пара и количеством сорбированной влаги. При самых малых величинах относительной упругости имеет место однослойная сорбция молекул воды, в основе которой лежит электростатическое притяжение между ионами, слагающими поверхности почвенных частичек, и дипольными молекулами воды. По окончании этого процесса начинается процесс многослойной сорбции, в основе которого лежит совместное участие сил Ван-дер-Ваальса, исходящих от поверхности почвенных частичек, и сил электростатического притяжения, исходящих от внешних концов самого внешнего слоя уже сорбированных диполей воды. Процесс сорбции математически в этом интервале может быть выражен уравнением Фрейндлиха. По достижении относительной упругостью водяного пара величины, равной примерно 40%, характер процессов сорбции изменяется. Далее он идет, вероятно, исключительно за счет действия электростатического притяжения, исходящего от внешних концов диполей, слагающих последний, самый внешний слой сорбированной водной оболочки. В этом интервале процесс сорбции может быть математически описан уравнением Сперанского. По достижении относительной упругостью водяного пара величины, равной примерно 80%, на процесс многослойной сорбции налагается процесс капиллярной конденсации, что выражается в резком усилении поглощения воды почвой. При относительной упругости водяного пара, равной 100%, влажность почвы продолжает нарастать, хотя и весьма медленно, и может, повидимому, достигнуть величины, равной полной влагоемкости, за счет явлений капиллярной конденсации.

Сорбция влаги из водяного пара происходит главным образом на самой поверхности почвенных частиц. Связывание молекул воды обменными катионами в самом процессе сорбции играет лишь весьма небольшую роль. И только ход процесса капиллярной конденсации зависит в большей мере от состава обменных катионов, хотя вопрос о значении в этом процессе явлений гидратации обменных катионов остается пока открытым.

Гигроскопическая влага в почве может передвигаться, лишь переходя предварительно в форму пара.

Глава IV

СВЯЗАННАЯ ВОДА

1. ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ

В предыдущей главе мы познакомились со способностью почвы поглощать влагу, содержащуюся в атмосфере в виде водяного пара. Эта влага притягивается поверхностью почвенных частиц и образует на этой поверхности слой, удерживаемый большими силами. Мы назвали эту воду гигроскопической. Мы знаем также, что содержание гигроскопической влаги увеличивается с увеличением относительной влажности воздуха вплоть до достижения последней 100%. В настоящей главе мы увидим, что образование слоя столь же прочно связанной воды равным образом может происходить и при взаимодействии сухой почвы с жидкой водой.

Спрашивается: заканчивается ли на этом процесс связывания воды почвой? Оказывается, что нет. Приходя в соприкосновение с жидкой водой, почвенные части, даже насыщенные влагой до величины максимальной гигроскопичности, оказываются способными притягивать к себе новые порции воды, из которых создаются вокруг частиц новые слои связанной воды. Эта вода, как мы увидим ниже, удерживается силами значительно меньшими, чем вода гигроскопическая, и по своим свойствам меньше отличается от обыкновенной жидкой воды, чем последняя. Поэтому, если последнюю можно называть водой прочно связанной, то та влага, которая притягивается сверх нее почвенными частичками, при соприкосновении их с жидкой водой, может быть названа, по предложению Думанского, водой рыхло связанной.

Впрочем, как мы видели в предыдущей главе, некоторое количество рыхло связанной воды появляется в почве и в процессе сорбции парообразной влаги. При соприкосновении же почвы с жидкой водой количество рыхло связанной воды значительно увеличивается.

В настоящей главе мы должны познакомиться со свойствами связанной воды (частью которой является вода гигроскопическая, или прочно связанная) в целом и с теми различиями, которые имеются между водой прочно и рыхло связанной. Здесь мы снова столкнемся с той принципиальной трудностью, о которой мы говорили во введении и которая заключается в отсутствии четких границ между разными категориями воды.

С этой трудностью мы встретились впервые при рассмотрении вопроса о сорбции почвой водяного пара, констатируя, что в своем заключительном звене этот процесс сопровождается капиллярной конденсацией.

Расчленить количественно эти два явления в той области, где капиллярная конденсация налагается на сорбцию, мы пока не можем.

С такой же трудностью мы столкнемся ниже. Рыхло связанная вода совершенно незаметно переходит в почвенных порах в воду капиллярную, т. е. удерживаемую в почве разностями поверхностных давлений, создаваемыми поверхностями раздела вода — воздух различной кривизны. Вместе с тем, как мы увидим ниже, содержание в почве связанной воды представляет собой величину, обладающую значительной изменчивостью. Вследствие этого, а также в связи с упоминавшимся выше микродискретным характером почвенной порозности, представляется весьма затруднительным разграничить влияние капиллярных (менисковых) сил и сил сорбционных. Поэтому не удивительно, что в учении о поведении почвенной влаги мы находим резко различные, почти взаимно исключающие одна другую точки зрения на природу явлений, лежащих в основе поведения влаги в почве в области влажностей, превышающих максимальную гигроскопичность. В настоящее время все эти многочисленные точки зрения, как мы уже говорили в предисловии, могут быть сведены к двум. Первая из них, наиболее ярким и талантливым апологетом которой был покойный А. Ф. Лебедев, главное место отводит сорбционным силам, объясняя по преимуществу — особенно в почвах и грунтах суглинистого и глинистого механического состава — действием этих сил различные явления передвижения и удержания влаги в почве.

Вторая точка зрения отводит сорбционным силам второстепенное место, выдвигая на первый план силы капиллярные. Наиболее последовательным и убежденным сторонником этой точки зрения в настоящее время является С. И. Долгов.

Мы со своей стороны полагаем, что ни та ни другая точки зрения в своем чистом, так сказать, виде, не отвечают действительности и что правильное решение вопроса в общем случае нужно искать в их сочетании. Кроме того, нам кажется, что данный вопрос не имеет универсального решения, а должен решаться по-разному в зависимости от механического и аггрегатного состава почвы или грунта. Ниже мы постараемся привести доказательства в пользу этих взглядов.

2. ИССЛЕДОВАНИЯ ЛЕБЕДЕВА И КРИТИКА ЕГО ВЗГЛЯДОВ

Обширный материал по вопросу о наличии в почве связанной воды и ее значении во всех явлениях удержания и передвижения влаги в почве мы находим у талантливейшего почвоведа-гидролога Лебедева, работы которого (1912, 1913, 1919, 1927, 1929, 1930, 1936) составили, несомненно, эпоху в развитии наших знаний в области почвенной гидрологии, хотя в настоящее время мы можем согласиться далеко не со всеми его взглядами.

К вопросу о связанной или, как он ее называл, — пленочной воде Лебедев подошел в результате изучения поведения в почве парообразной влаги. Он установил, что относительная влажность почвенного воздуха равна 100% в тех случаях, когда влажность почвы превышает ее максимальную гигроскопичность (1913). Этот вывод был получен Лебедевым путем непосредственных наблюдений над влажностью почвенного воздуха при помощи сконструированных им почвенных гигрографов (1913). Он сам, впрочем, считал, что этот вывод «...следует, повидимому, понимать как первое приближение к истине» (1919, стр. 45).

Установив такую закономерность, Лебедев перешел к вопросу о том, может ли и, если может, то в какой форме, передвигаться влага в почвенной толще, если влажность последней не превышает максимальной гигроскопичности. Этот вопрос был решен им путем лабораторных опытов, рассмотренных в предыдущей главе.

При помощи нескольких других аналогичных опытов Лебедев показал, что по мере того как влажность соприкасающихся слоев почвы или хотя бы одного из них, понижаясь, приближается к максимальной гигроскопичности, передвижение влаги в жидкой форме от одного слоя к другому постепенно приобретает все меньшее и меньшее значение, в то время как передвижение влаги в парообразной форме сохраняет свое значение.

Окончательный вывод Лебедева из этих опытов был следующим: «...в почвах, влажность которых ниже максимальной их гигроскопичности, вода может передвигаться только в парообразной форме; передвижение же воды под влиянием молекулярных сил возможно лишь с того момента, когда влажность почвы становится выше максимальной гигроскопичности» (1919, стр. 55).

В этом выводе уже имеется указание и на то, под влиянием каких сил совершается передвижение влаги при влажностях, превышающих максимальную гигроскопичность. Лебедев считает, что это передвижение до известного предела должно совершаться под влиянием молекулярных сил. В дальнейшем он излагает свою точку зрения более подробно (1919, стр. 50 и сл.). Он основывается на взгляде Родевальда, который считал, что гигроскопическая влага образует на поверхности почвенных частиц слой толщиной в одну молекулу. При влажности почвы, равной максимальной гигроскопичности, такой мономолекулярный слой покрывает поверхность всей частицы. Из своих опытов Лебедев пришел к выводу о том, что «...максимальная гигроскопичность есть тот низший предел влажности, при котором делается невозможным передвижение воды под влиянием молекулярных сил» (1919, стр. 58).

«Где же будет соответствующий высший предел влажности, т. е. тот, где движение воды под влиянием молекулярных сил должно прекращаться благодаря избытку влаги?» — такой вопрос ставит Лебедев сейчас же вслед за цитированным только что выводом. Отвечая на этот вопрос, Лебедев говорит: «Очевидно, что этот предел должен соответствовать тому состоянию влажности почвы, при котором прекращается действие молекулярных сил между частицами воды и почвы, другими словами — этот предел должен определяться максимальной смачиваемостью почвы. Даже ничтожный избыток воды сверх только что указанного предела не может быть удержан почвой, и такая вода должна падать, подчиняясь силе тяжести» (1919, стр. 59).

Ссылаясь далее на работы Плато, Друде, Квинке и Винцента, Лебедев указывает, что поскольку сфера действия молекулярных сил весьма мала, измеряясь тысячными или сотыми долями микрона, и поскольку в то же время величина этих сил, если судить по величине поверхностного давления, очень велика,— постольку градиент этих сил должен быть чрезвычайно велик. «Можно предполагать поэтому,— пишет далее Лебедев,— что вода, удерживаемая частицами почвы, имеет весьма резкую границу, т. е. что действие молекулярных сил, как бы вдруг обрываясь в одном направлении, с чрезвычайной быстротой возрастает в противоположном направлении...» (1919, стр. 61).

Для определения количества влаги, удерживаемого почвой при ее «максимальном смачивании», Лебедев предложил несколько методов. Первым является метод «высоких колонн».

Его принцип основан на том, что если мы возьмем достаточно высокую колонну почвы и смочим ее сверху избыточным количеством воды, достаточным для ее сквозного промачивания, то, после того как избыток воды стечет, в верхней части колонны останется только та влага, которая удерживается на поверхности частиц силами молекулярного притяжения. Колонна должна быть достаточной высоты, так как в противном случае в нижней ее части, над границей раздела грунт — воздух, накапливается капиллярно

подвешенная вода и влажность этой зоны оказывается значительно более высокой, нежели влажность, соответствующая максимальному смачиванию. Поэтому сам Лебедев, в опытах которого высота колонн не превышала 3 м, считал, что колоннами такого размера можно пользоваться лишь для почв и грунтов песчаного механического состава, в то время как для почв и грунтов суглинистого и глинистого механического состава необходимы колонны более высокие. Ниже мы увидим, что это, повидимому, не совсем так. Например, для лесса уже в пределах трехметровой колонны, в верхней ее части, Лебедев получал зону с постоянной влажностью, соответствующей максимальному смачиванию.

Метод высоких колонн основан на том принципе, что в верхней части колонны единственной силой, которая может удержать влагу, является сила молекулярного притяжения почвенных частиц и что, следовательно, при условии свободного стекания воды из верхней части колонны в последней может остаться только та влага, которая будет удерживаться этими силами.

Ниже мы увидим, что это предположение Лебедева может оспариваться, так как есть основания полагать, что в этих условиях (т. е. в верхних частях высоких колонн) не вся влага непосредственно удерживается силами молекулярного притяжения.

Основываясь на своем, изложенном выше, мнении о резкости границы молекулярно связанной воды и о большой величине градиента молекулярных сил, Лебедев предложил и другой метод определения количества воды, соответствующего максимальной смачиваемости почв. Этот метод заключается в том, что навеску избыточно увлажненной почвы помещают в силовое поле, значительно превосходящее поле земного тяготения. Это может быть достигнуто при помощи центрифуги. Впервые применение этого метода было описано Лебедевым еще в 1919 г. (1919, стр. 61 и сл.). При этом им применялась центрифуга, создававшая ускорение, равное 400 *g*. В дальнейшем им была сконструирована центрифуга, которая могла давать ускорение, превышающее ускорение силы тяжести в 70 000 раз. Описанию этой центрифуги и полученных при ее помощи результатов посвящена особая работа Лебедева (1927).

В этой работе мы находим табл. 1, которая, по сути дела, является обоснованием данного метода. Данные этой таблицы мы воспроизводим в табл. 29. Сам Лебедев из этих данных делает тот вывод, что когда сила центрифуги «...достигает 18 000 *g*, то дальнейшее ее увеличение до 70 000 *g* не сопровождается дальнейшим уменьшением влажности почвы (небольшое уменьшение обязано, несомненно, большому высыханию почвы при более быстром вращении центрифуги). Эти наблюдения показывают: 1) что сила в 18 000 — 20 000 *g* уже достаточна, чтобы удалить гравитационную воду из самых тонких капилляров глинистой почвы, и 2) что пленочная вода не может быть оторвана от почвенных частиц даже при 70 000 *g*. Таким образом, наш взгляд... что пленочная вода удерживается почвой с колоссальной силой и имеет весьма резкую границу, т. е. что действие молекулярных сил, как бы вдруг обрываясь в одном направлении, должно с чрезвычайной быстротой возрастать в противоположном направлении, — нашел дальнейшее экспериментальное подтверждение. В самом деле, сила, равная 1 *g* (метод высоких колонн), равно как и 70 000 *g*, оставляет в почве одно и то же количество пленочной воды» (1927, стр. 12—13).

Это наибольшее количество пленочной влаги, которое может быть удержано почвой, т. е. наибольшее количество влаги, которое может быть удержано в почве силами молекулярного притяжения, было названо Лебедевым максимальной молекулярной влагоемкостью почвы. «Способность почв удерживать в себе воду благодаря молекулярным силам сцепления между частицами почвы и воды я называю

Таблица 29

Соотношение между ускорением (*g*) и влажностью почвы (в %) после центрифугирования

(данные Лебедева)

№ почвы	Название почв	Ускорение, создаваемое центрифугой (число *g*)									
		400	700	1100	4600	11800	18000	27000	35000	50000	70000
1	Неизвестная	54,1	50,9	50,4	43,3	38,6	32,0	30,9	31,1	31,7	31,7
2	Гуару-Кингу-Ривер	50,8	46,1	41,5	37,8	35,2	33,4	32,1	32,6	32,4	32,4
3	Иловатый суглинок Сасквеганна	41,2	38,4	38,0	31,2	26,9	24,3	23,9	23,0	23,9	22,5
4	Глина Хоустон	40,5	38,1	35,1	27,5	25,0	23,6	24,6	23,2	23,4	23,4
5	Иловатый суглинок Декатур	31,1	29,1	24,4	20,6	18,9	18,1	17,5	17,1	17,0	16,5
6	Пылеватый суглинок Маршалль	34,2	32,2	31,4	23,1	17,0	14,1	14,8	14,6	14,0	13,5
7	Пылеватый суглинок Сассафрас	21,7	21,5	20,9	13,5	8,2	6,9	6,4	6,2	6,1	5,9

молекулярной влагоемкостью почв, в связи с чем влажность почв, соответствующую максимальному их смачиванию, я называю максимальной молекулярной влагоемкостью их» (1919, стр. 70—71).

При помощи сконструированной им центрифуги, позволявшей создавать ускорение, равное 70 000 *g*, Лебедев сделал ряд определений максимальной молекулярной влагоемкости почв, результаты которых изложены в его работе (1927). Из них мы приведем только несколько цифр, относящихся к отдельным механическим фракциям. Они приводятся в табл. 30.

Таблица 30

Максимальная молекулярная влагоемость механических фракций

(по данным Лебедева, 1927)

Размер частиц в мм	Максимальная молекулярная влагоемкость в % от веса почвы
1—0,5	1,57
0,5—0,25	1,60
0,25—0,1	2,73
0,1—0,05	4,75
0,05—0,005	10,18
<0,005	44,85

Так как величина максимальной молекулярной влагоемкости, которую для краткости мы будем обозначать символом ММВ, зависит от суммарной поверхности частиц [1], то ей должно быть присуще свойство аддитивности. Следовательно, ММВ смеси различных фракций должна равняться сумме ММВ входящих в эту смесь компонентов. Такой опыт был проделан Лебедевым, и его результаты представлены в табл. 31.

Эти данные являются убедительным доводом в пользу взглядов Лебедева.

Сопоставляя между собой методы определения ММВ — метод высоких колонн и метод центрифуги, Лебедев нашел, что оба они дают одинаковые результаты. Это сопоставление было сделано им для песка (1919, стр. 60 и сл.). В двухметровой колонне средняя влажность верхнего метра

[1] Как будет показано ниже, имеются основания сомневаться в том, что величины ММВ, полученные методом Лебедева, пропорциональны величине поверхности.

Таблица 31

Максимальная молекулярная влагоемкость песка, глины и их смесей

(по данном Лебедева, 1927)

Содержание в смеси в %		Максимальная молекулярная влагоемкость в %	
песка	глины	полученная экспериментально	вычисленная
100	0	1,60	—
0	100	44,85	—
20	80	36,50	36,20
40	60	26,84	27,55
60	40	18,92	18,90
80	20	9,46	10,25

оказалась равной 1,95%. Определение ММВ методом центрифуги (применялась центрифуга, создававшая ускорение, равное 400 *g*) дало 2,04%, т. е. величину, совпадающую с полученной в высокой колонне в пределах ошибки опыта.

Для грунтов более тяжелого механического состава Лебедев такого сопоставления не делал, так как считал, что предельная высота колонн, с которыми он работал, равная 3 м, недостаточна для того, чтобы при тяжелом механическом составе грунта получить в верхней части колонны зону с постоянной влажностью, свободную от влияния капиллярно подвешенной воды (см. ниже), накапливающейся в нижней части колонны.

Однако внимательный анализ данных Лебедева показывает, что он в этом случае, повидимому, ошибался. В его работе (1919, стр. 96; 1936, стр. 138) мы находим опыт с лессом, аналогичный многочисленным опытам с песками. В этом опыте имелась трехметровая колонна с лессом. Как и обычно в подобных опытах, она была промочена сверху избыточным количеством воды, которая начала вытекать из нижнего конца колонны. После полного прекращения стекания колонна была разобрана и в ней была определена влажность через каждые 10 см. Результаты этого опыта представлены в табл. 32.

Данные, приведенные в табл. 32, показывают, что начиная с глубины 170 см и выше, т. е. более чем во всей верхней трети колонны, влажность оказывается практически постоянной. Для того, чтобы сделать это более наглядным, сгладив случайные отклонения, мы вычислили скользящие средние из каждых четырех соседних определений влажности, исключив поверхностный образец, где, как и всегда в таких опытах, влажность бывает резко повышенной, и образец на глубине 190 см с явно ошибочным определением влажности (25,32%). В последнем случае ошибочную цифру мы заменили средней из соседних (на глубине 180 и 200 см) определений. Скользящие средние приведены в той же табл. 32. Анализируя эти скользящие средние величины, мы видим, что они полностью подтверждают наш вывод о том, что сверху и до глубины 180 см влажность является практически постоянной и лишь глубже начинает возрастать. Средняя влажность верхней 120-сантиметровой толщи оказывается равной 22,2%.

Через 10 лет после того как была опубликована работа, из которой мы заимствовали только что цитированные данные, Лебедевым, совместно с Бауковой, была выпущена работа (1930), в которой приводились многочисленные определения максимальной молекулярной влагоемкости для

Таблица 32

Послойное распределение влажности в 300-сантиметровой лессовой колонне
(по данным Лебедева)

Высота в см	Влажность в %	Скользящие средние из 4 соседних определений	Высота в см	Влажность в %	Скользящие средние из 4 соседних определений
300	26,5		140	24,3	
290	21,4		130	25,2	25,0
280	20,9		120	26,0	25,4
270	21,1	21,7	110	26,2	26,4
260	23,4	22,0	100	28,3	27,3
250	22,4	22,3	90	28,6	28,0
240	22,2	22,2	80	29,1	28,7
230	21,0	21,8	70	28,6	28,8
220	21,6	22,1	60	29,3	30,0
210	23,5	22,2	50	33,1	31,0
200	22,9	22,7	40	33,0	32,5
190	(25,3)	23,0	30	34,7	33,1
180	22,8	22,9	20	31,7	33,2
170	23,0	23,2	10	33,3	33,6
160	24,0	23,5	1	34,5	
150	24,4	23,9			
		24,5			

Примечание. Величины влажности округлены до десятых и скользящие средние вычислены нами.— *А. Р.*)

ряда почвенных профилей весьма разнообразного географического происхождения.

В числе этих профилей имеется большая серия почв, развитых на лессовых и лессовидных породах. В табл. 33 мы приводим величины ММВ для этих пород, относящиеся к различным географическим пунктам, заимствуя эти данные из только что упоминавшейся работы Лебедева и Бауковой.

Из этих данных видим, что ММВ лессовидных насосов представляет собой весьма устойчивую величину, равную в среднем 22—23%. Сопоставляя с ней влажность верхней части лессовой колонны (см. табл. 32), мы видим, что эти две величины совпадают. Это является доказательством того, что положение Лебедева о равенстве величин влажности в верхних частях высоких колонн и влажности, остающейся в почве после центрифугирования при ускорении, превышающем 18 000 *g*, доказанное им для песчаных грунтов, полностью подтверждается и для грунтов лессовидных.

Лебедевым были установлены и некоторые свойства, присущие пленочной воде. Выше мы уже цитировали результаты его опытов, при помощи которых было установлено, что передвижение воды в жидкой форме может происходить в почве лишь в том случае, если влажность последней не ниже максимальной гигроскопичности. Само передвижение пленочной воды Лебедев представляет себе следующим образом. Представим себе весьма близко расположенные две почвенные частицы *А* и *Б* одинакового

Таблица 33

Максимальная молекулярная влагоемкость южнорусских лессовидных наносов

(по определениям Лебедева и Бауковой, 1930)

№ разреза по книге Лебедевой и Бауковой	Название почвы	Глубина образцов в см	Максимальная молекулярная влагоемкость в % (от — до)
16	Обыкновенный чернозем	100—200	21,1—22,9
17	То же	50—100	22,3—23,4
19	Западно-предкавказский чернозем	200—300	21,4—23,1
22	Средний кротовинный чернозем	50—100	20,2—22,0
41	Приазовский карбонатный чернозем	100—200	23,1—25,1
43	Слитой выщелоченный чернозем	100—200	23,5—23,8
47	Серый лесной суглинок	50—100	21,2—22,9
49	То же	100—500	18,7—21,5
55	Выщелоченный чернозем	50—100	22,0—23,0
60	Слабо деградированный чернозем	100—200	19,1—21,0

диаметра. Пусть на одной из них водная пленка несколько толще, чем на другой (рис. 30). Частица воды *В* находится ближе к центру почвенной частицы *Б*, нежели к центру частицы *А*. Поэтому частица *В* начнет передвигаться в сторону частицы *Б*. Иными словами, более толстая пленка, имеющаяся около частицы *А*, начнет перетекать к частице *Б*. Этот процесс будет продолжаться до тех пор, пока толщина пленок вокруг обеих частиц не сделается одинаковой. Существенным в этом процессе является то, что влага в пленочном состоянии передвигается в почве не сплошной массой, а от частицы к частице. Такой характер передвижения влаги исключает возможность передачи гидростатического давления через пленочную воду. И действительно, это последнее положение было подтверждено Лебедевым экспериментально, на песчаных колоннах. Опыт заключался в следующем. Песчаные колонны различной высоты, заключенные в трубки, промачивали большим количеством воды, которая в течение некоторого времени протекала через колонны насквозь. Затем приток воды на верхние поверхности колонн прекращали и всему избытку воды предоставляли стечь. После полного прекращения стекания на верхнюю поверхность колонн приливали некоторое количество воды. В том случае, если колонна имела небольшую высоту (10—20 см), стекание воды из нижнего конца колонны начиналось немедленно после приливания влаги сверху. Это указывало на то, что находящаяся в колонне влага беспрепятственно передавала гидростатическое давление. В тех же случаях, когда колонна была значительной высоты (1—2 м), стекание воды из нижнего конца колонны начиналось лишь по прошествии более или менее значительного промежутка

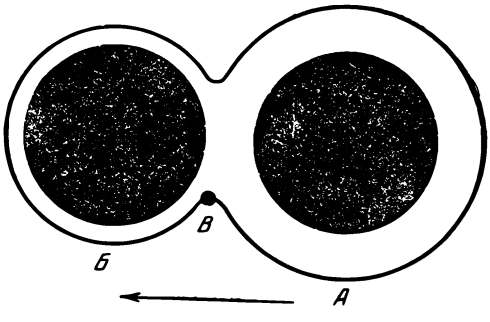


Рис. 30. Передвижение пленочной воды от одной частицы к другой.

времени после приливания влаги сверху. Это указывает, по мнению Лебедева, на то, что стекание влаги в верхней части высокой колонны, где имелась только пленочная влага, происходило от частицы к частице, без передачи гидростатического давления. И лишь в тот момент, когда прилитая влага достигала верхней границы капиллярной каймы, влага, находящаяся в последней, приходила в движение вследствие возникновения передачи гидростатического давления, что и вызывало вытекание влаги из нижнего конца колонны. Этот вывод Лебедевым подкреплен еще аналогичными опытами, в которых на верхнюю поверхность промоченных колонн приливалась не чистая вода, а слабый раствор соли лития. Изучая распределение лития в колоннах по окончании опытов, Лебедев показал, что стекание воды из нижнего конца высокой колонны начинается лишь после того, как вновь прилитая влага достигнет верхней границы капиллярной каймы.

Несколько иную, по сравнению с Лебедевым, точку зрения на передвижение пленочной воды высказывает Великанов (1948, стр. 92 и сл.). Он указывает, что пленочное передвижение воды в грунтах подчиняется законам, «...которые, в общем виде сводятся к следующим:

а) пленка имеет толщину не более радиуса сферы молекулярного действия;

б) пленка движется от большей толщины к меньшей;

в) пленка подвержена силе тяготения».

Поясняя последнее положение, Великанов указывает на то, что в литературе (например, у Лебедева) существует обратное утверждение — будто бы на пленочную воду сила тяжести не действует. Великанов считает, что так как диаметр молекул воды равен 3×10^{-8}см, а радиус сферы молекулярного действия 10^{-5} см, то толщина пленки должна исчисляться сотнями молекулярных слоев. При этом, по мнению Великанова, совершенно неподвижен лишь самый внутренний мономолекулярный слой, соответствующий гигроскопической влаге. Остальная же часть пленки, по мнению Великанова, должна сползать вниз под влиянием силы тяжести. При высыхании же сверху пленки ползут вверх под влиянием молекулярных сил (1948, стр. 92). Несколько ниже поясняется, что «...пленочная вода в условиях непрерывного притока влаги сверху, т. е. в условиях возрастания толщины пленки, непременно будет двигаться вниз, хотя с очень м а л о й с к о р о с т ь ю». На стр. 94 пленочные воды определяются как такие, которые скользят по частицам грунта, не заполняя пор между ними. Наконец, на стр. 103 указывается, что сползание разных слоев происходит с неодинаковой скоростью: наружные слои движутся быстрее, чем внутренние.

Нам кажется, что в этих положениях Великанова имеются некоторые противоречия, проистекающие от того, что в понятие «пленочная влага» вкладывается то одно, то другое содержание.

Представим себе колонну однородного грунта. Это колонна может содержать в себе некоторое максимальное количество пленочной воды[1]. При таком содержании влаги, если испарение и температурные колебания устранены и влага распределена в колонне в целом равномерно, т. е. во всех слоях колонны ее содержание одинаково, никакого сползания влаги под влиянием силы тяжести происходить не будет. При этом пленки воды на частицах будут состоять из многих десятков и сотен молекулярных слоев, ибо, как мы знаем из предыдущей главы, пленки даже гигроскопической воды состоят из десятков или сотен молекулярных слоев.

Если бы это было не так и влага начала бы «сползать», то влажность верхних слоев колонн уменьшилась бы, а влажность нижних увеличилась.

---

[1] По Лебедеву, такое максимальное количество будет соответствовать ММВ.

Соответственно толщина пленки наверху сделалась бы меньше, а внизу — больше. Очевидно, что такое соотношение толщин немедленно должно было бы вызвать обратное передвижение от более толстых пленок к более тонким, т. е. снизу вверх, вплоть до выравнивания влажности, так как и сам Великанов, как мы видели выше, считает, что «...пленка движется от большей толщины к меньшей». Таким образом, в указанных условиях, т. е. когда влажность колонны одинакова и при этом не превышает величины ММВ, влага находится в равновесном состоянии. Это объясняется тем, что разность в силах молекулярного притяжения, которая может возникнуть при сползании хотя бы одного только слоя, больше, чем сила тяжести. Вот в этом смысле, очевидно, и следует понимать положение Лебедева о том, что сила тяжести в передвижении пленочной влаги участия не принимает.

Но если в верхнюю часть описанной колонны поступит некоторое дополнительное количество влаги, влага начнет передвигаться вниз. Характер этого передвижения будет различным в зависимости от того, какими темпами и каким образом будет поступать влага, а также в зависимости от размера частиц грунта.

В грунтах тонкозернистых, даже при очень медленном и постепенном поступлении влаги, она немедленно будет целиком заполнять просветы пор, и если эти последние не чрезмерно малы (что может иметь место в обесструктуренных тяжелых глинах), то влага дальше вниз будет передвигаться под совместным действием капиллярных сил и силы тяжести. Если количество поступившей влаги ограничено, то после того, как рассасывание влаги доведет влажность верхнего конца колонны до величины наименьшей влагоемкости, дальнейшее нисходящее движение сделается ничтожно малым. Возможно, что оно при этом примет форму пленочного передвижения — так, как его понимает Великанов, т. е. путем медленного сползания слоев пленочной воды. Однако такое сползание будет продолжаться лишь до тех пор, пока в колонне имеется градиент влажности. Как только вся колонна окажется увлажненной одинаково, причем влажность грунта не будет превышать величины наименьшей влагоемкости, так сейчас же сползание пленочной воды прекратится, хотя пленка и будет продолжать состоять из очень многих молекулярных слоев.

В грунтах крупнозернистых, где вода, поступая сверху, не заполняет просветов пор целиком, она стекает по поверхности частиц или, точнее говоря, по поверхности одевающих их пленок связанной воды. Можно, казалось бы, и в этом случае говорить о «пленочном» передвижении воды, но эти стекающие пленки гравитационной, передвигающейся под влиянием силы тяжести воды обладают совершенно иными свойствами, и мы их к категории «пленочной» воды, т. е. воды, удерживаемой силами молекулярного притяжения на поверхности почвенных частиц, или, иначе говоря, к категории связанной воды относить не можем, а передвижение такой воды пленочным не считаем. Такую стекающую по поверхности частиц воду Проскурников (1948) называет гравитационно-пленочной.

Возвратимся теперь к взглядам Лебедева.

Последним свойством пленочной воды, которое было установлено Лебедевым, является возможность передвижения растворимых солей при помощи этой влаги. Лебедевым было выполнено особое исследование, в котором изучалась возможность передвижения солей при различной влажности почв. В результате этого исследования (1930) Лебедев установил, что «1) Повидимому, соли не передвигаются в почвах, если влажность почв ниже их максимальной гигроскопичности. 2) Если почва имеет пленочную или гравитационную влажность, то происходит активное движение солей в почвенном растворе; соль движется из слоя с большей ее концентрацией в слой с меньшей концентрацией, причем направление дви-

жения соли может совпадать или быть противоположным направлению движения воды» (1930, стр. 402).

Пленочная вода и способность почвы удерживать ее в себе, выражающаяся в величине максимальной молекулярной влагоемкости, в концепции Лебедева играют весьма большую роль. Это видно из приведенной выше цитаты из его работы: «... даже ничтожный избыток воды...» сверх максимальной смачиваемости почв должен «...падать, подчиняясь силе тяжести». Таким образом, максимальная молекулярная влагоемкость есть то наибольшее количество влаги, которое может длительно удерживаться почвой. Более значительные количества влаги могут удерживаться лишь в тех случаях, когда имеется капиллярный подпор, вызываемый либо со стороны свободной поверхности воды, либо поверхностью раздела грунт — воздух. Это положение, из которого вытекает ряд весьма важных следствий, является одним из основных в концепции Лебедева. К вопросу о том, насколько справедливо это положение, мы вернемся ниже, когда будем говорить о капиллярной влаге в почве.

Перейдем теперь к критическому рассмотрению взглядов Лебедева. При этом мы будем пользоваться только теми работами, в которых положения Лебедева подвергались экспериментальной проверке.

Прежде всего мы должны подчеркнуть, что, как будет видно из изложенного ниже в этой главе, самый факт связывания почвой влаги в количествах, значительно превышающих максимальную гигроскопичность, не подлежит никакому сомнению, и в этом отношении Лебедеву принадлежит несомненная честь обстоятельного и последовательного внедрения в почвенную гидрологию представления о пленочной, т. е. связанной, влаге. Вместе с тем, однако, некоторые положения Лебедева, а также предложенные им методы определения содержания пленочной влаги являются спорными.

Данные, противоречащие взглядам Лебедева, мы находим прежде всего в работе Троицкой (1936). Она провела сравнительное определение величины ММВ для песка с применением всех трех методов определения этой величины, предложенных Лебедевым.

Результаты получились следующие:

Величина ММВ	%	
Метод высоких колонн: 1-е опред . . .	6,37	ср 5,72
2-е » . . .	5,07	
Метод пленочного равновесия	2,55	
Метод центрифуги	2,28	

Последнее определение было сделано на центрифуге Лебедева, в его лаборатории. Таким образом, все три метода дали расходящиеся результаты, что находится в противоречии с концепцией Лебедева.

Аналогичные данные мы находим в работе Долгова (1948). Пользуясь той же самой центрифугой, с которой работал и Лебедев, Долгов, как и Троицкая, подверг экспериментальной проверке утверждение Лебедева о равенстве остаточной влажности почвы в верхних частях высоких колонн и в образцах, подвергнутых центрифугированию с ускорением, равным 18 000 *g*. Результаты опыта Долгова представлены в табл. 34.

Из этой таблицы мы видим, что Долгов, как и Троицкая, пришел к результатам совершенно иным, нежели Лебедев. У Лебедева остаточная влажность, определенная по методу высоких колонн, лишь незначительно превышала влажность после центрифугирования, у Долгова же, как и у Троицкой, это превышение достигало 4—7-кратной величины.

Далее Долгов показал, что ускорение, равное 18 000 *g*, отнюдь не соответствует прекращению обезвоживания, как это думал Лебедев. Доводя

величину ускорения до 35 000—37 000 *g*, Долгов показал, что в интервале величин ускорения от 18 000 до 37 000 *g* влажность почвы непрерывно уменьшается, обнаруживая приблизительно линейную обратную зависимость от величины ускорения.

Еще более значительный диапазон величин ускорения был исследован Олмстэдом (Olmstead, 1937), который пользовался центрифугой, обеспечивавшей получение ускорений вплоть до 300 000 *g*. Результаты опытов Олмстэда изображены в графической форме на рис. 31, из которого мы

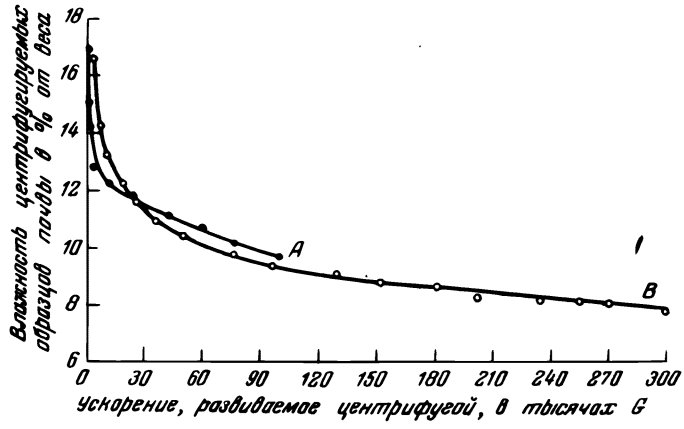


Рис. 31. Зависимость содержания остаточной влаги от ускорения центрифуги (по Олмстэду).

видим, что влажность центрифугируемых образцов понижается с увеличением величины ускорения вплоть до достижения ею 300 000 *g*. Никаких остановок, никаких переломов, соответствующих ускорению, равному 18 000 *g*, на кривой влажности мы не находим. Олмстэду удавалось довести влажность центрифугируемых образцов почти до величины максимальной гигроскопичности.

Таблица 34

Влажность песка (в %) в верхних частях высоких колонн и в образцах после центрифугирования при ускорении, равном 18 000 *g*

[по данным Лебедева (1936) и Долгова (1948)]

Метод определений	Порядковый номер определения	По Лебедеву		По Долгову		
				песок размером (мм)		
		крупный песок	мелкий песок	1—0,5	0,5—0,25	0,25—0,10
Центрифуга	1-е	1,65	2,62	0,29	0,30	0,72
	2-е	1,60	2,71	0,25	0,36	0,75
	3-е	1,58	2,81	0,21	0,25	0,65
	4-е	1,59	2,69	0,24	0,48	0,71
	Среднее	1,63	2,71	0,25	0,35	0,71
Высоких колонн		1,68	2,96	1,76	2,31	2,74

Далее нужно принять во внимание еще один существенный факт. Лебедев предложил три метода определения ММВ. О двух из них — о методе высоких колонн и методе центрифуги мы уже говорили. Третий метод был назван им методом пленочного равновесия. Он заключается в том, что небольшая навеска влажной почвы, сформованная в виде тонкой лепешки, помещается между двумя пачками фильтровальной бумаги и подвергается прессованию под определенным давлением в течение определенного времени, после чего в этой навеске определяется остаточная влажность. Лебедев считает, что величина применяемого давления не оказывает влияния на величину ММВ, так как давление имеет своим назначением лишь «...возможно более полный контакт между почвой и фильтровальной бумагой и только. Процесс отнятия лишней воды из почвы бумагой совершается далее не путем выжимания этой воды из почвы, а благодаря действию капиллярных и молекулярных сил между почвой и фильтровальной бумагой» (1936, стр. 115).

Таблица 35

Зависимость величины ММВ от применяемого давления. Почва Безенчукской опытной станции

(по данным Колясева, 1941)

Давление в кг/см²	Влажность почвы в %
10	21,7
20	20,4
40	18,5
120	15,9
360	13,5
1 080	9,3
2 160	8,6

Однако эти положения Лебедева, подтвержденные в его работе рядом экспериментальных данных, свидетельствующих о том, что величины ММВ, полученные методами центрифуги и пленочного равновесия, вполне удовлетворительно совпадают, в дальнейшем были оспорены другими исследователями. Нужно сказать, что и в работе Лебедева нет экспериментальных данных, подтверждающих его положение о том, что величина давления, развиваемого прессом при определении величины ММВ методом пленочного равновесия, не влияет на определяемую величину ММВ.

Мартынов (1936) испытывал влияние нагрузки и продолжительности прессования на величину ММВ при определении ее по методу пленочного равновесия. Он обнаружил, что оба эти фактора оказывают существенное влияние на величину ММВ, особенно в случае глинистых и суглинистых почв. Из этого Мартынов с полным основанием делает вывод о том, что ММВ является величиной у с л о в н о й.

Аналогичные результаты были получены и Колясевым (1941). Определяя ММВ методом пленочного равновесия в «безенчукской почве»[1], Колясев обнаружил, что величина ММВ зависит от величины применявшегося давления, как это можно видеть из табл. 35, которую мы заимствуем из работы Колясева.

Колясев делает из этих данных вывод о том, что величина ММВ «...в сильной степени зависит от того давления, которым прижата бумага к увлажненной почве».

Отметим, что МГ почвы, с которой работал Колясев, равнялась 8,4%. Таким образом, применяя давление в 2160 кг/см², Колясев довел влажность почвы до величины МГ.

Данные по тому же вопросу находим и в работе Крюкова (1947). Разрабатывая способы выделения почвенных растворов из почвы методом давлений, Крюков показал (1947, стр. 5), что в пределах весьма большого

[1] К большому сожалению, иного определения почвы нет. Надо полагать, что это чернозем.

диапазона давлений, который в его опытах определялся величинами от нескольких килограммов до почти 10 000 кг/см², т. е. от нескольких атмосфер до 10 000 атм., влажность почвы убывает в пределах всего этого интервала, обнаруживая близкую к линейной зависимость от логарифма величины давления. Применяя давления в несколько тысяч атмосфер, Крюков добивался снижения влажности почв до величин меньших, чем величина МГ, как это можно видеть из табл. 36.

Таблица 36

Остаточная влажность почв после сжатия их под давлением 6850 кг/см² и величины гигроскопической влажности при различной относительной влажности воздуха (в %)

(по Крюкову, 1947)

Наименование почв	Остаточная влажность под давлением 6850 кг/см²	Гигроскопическая влажность при относительной упругости водяного пара, равной:	
		0,94	0,75
Чернозем	7,82	13,98	9,38
Солонец	6,60	14,08	9,65
Серозем	2,98	2,86	1,59
Культурно-поливная почва	3,04	39,56(?)	10,97
Каолин	2,25	4,38	3,06

На основании этого Крюков указывает, что «...вопреки указаниям Лебедева, максимальная молекулярная влагоемкость не является пределом, ниже которого влажность не может быть уменьшена применением внешней силы. Значительная часть этой влажности может быть удалена отпрессовыванием».

Наконец, в книге Долгова (1948) мы находим также ряд данных, указывающих на то, что с увеличением давления, при определении ММВ методом пленочного равновесия, определяемая величина уменьшается.

В новейшее время сопоставление величин ММВ, определенных, с одной стороны, методом высоких колонн, а с другой — методом пленочного равновесия, было произведено Ткачуком (1949). Он нашел, что первый метод дает всегда гораздо более (в 2—3 раза) высокие величины, чем второй.

Таким образом, мнение Лебедева о том, что величина давления не играет роли, не подтверждается. Соображения Колясева (1941) о том, что величина давления может отражаться лишь по той причине, что от нее зависит качество контакта между почвой и фильтровальной бумагой, является тоже неубедительным в свете данных Крюкова, у которого почва подвергалась давлению непосредственно.

Опираясь на данные Колясева и свои, Долгов (1948) делает вывод о том, что «...наличие в почве пленочной влаги в количествах, превышающих максимальную гигроскопичность и удерживаемых у поверхности почвы давлениями в несколько тысяч атмосфер, опытами Лебедева не может считаться доказанным...» (1948, стр. 35).

С этим выводом можно согласиться лишь частично. Несомненно, что опыты Лебедева показывают наличие в почве пленочной воды сверх той, которая соответствует влажности, равной МГ.

Но, во-первых, эта влага удерживается силами меньшими, нежели предполагал Лебедев.

Во-вторых, все приведенные данные говорят против того, что в величине сил, удерживающих пленочную (или связанную) влагу, имеются хоть сколько-нибудь резко выраженные скачки при переходе от одной величины ее содержания к другой. Можно утверждать лишь, что эти силы возрастают по мере уменьшения влажности почвы — и только.

Отметим еще одно несоответствие взглядов Лебедева фактам.

Как вытекает из всей совокупности взглядов Лебедева на природу пленочной влаги и как это непосредственно следует из уже приведенных его высказываний, величина ММВ должна находиться в прямой зависимости от величины суммарной поверхности почвенных частиц. Попробуем проверить это положение экспериментальными данными.

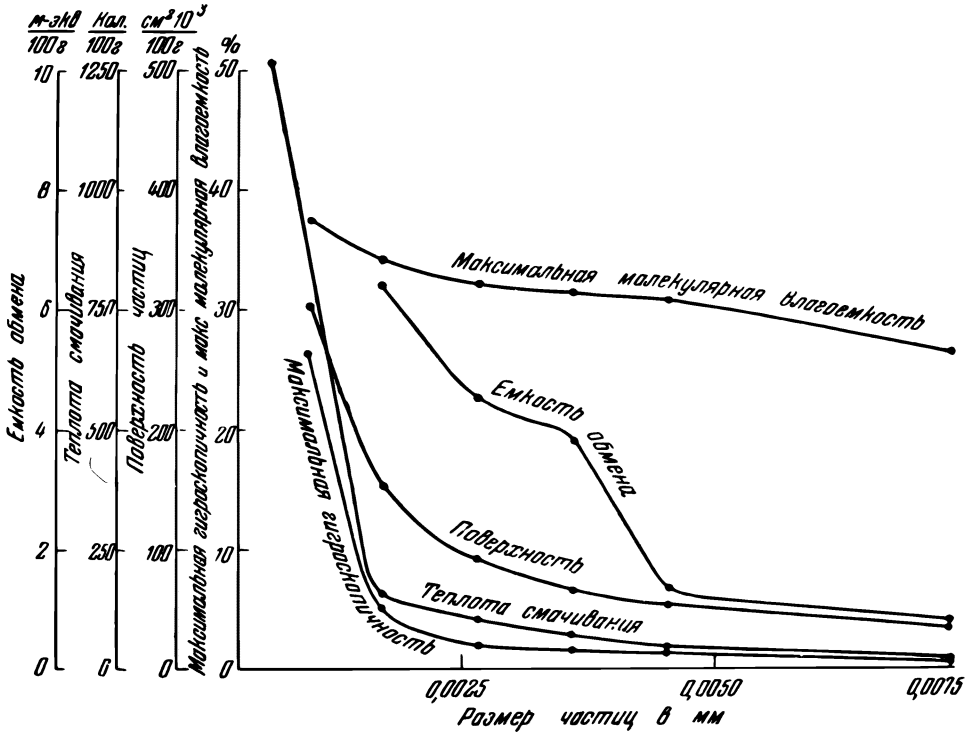


Рис. 32. Зависимость величин ММВ, емкости обмена, суммарной поверхности, теплоты смачивания и МГ от размера частиц (по данным Мельникова).

В работе Мельникова (1949) мы находим данные, характеризующие собой некоторые физические и физико-химические свойства отдельных механических фракций. Эти данные мы приводим в табл. 37 и на рис. 32.

Из этих данных мы видим, что величина ММВ с уменьшением размера частиц хотя и возрастает, но поразительно мало. В то время как суммарная поверхность частиц при переходе от фракции 0,01—0,005 мм к фракции 0,001—0,0005 мм возрастает в 10 раз, величина МГ — в 60 раз, величина теплоты смачивания и емкость обмена примерно во столько же раз, величина ММВ увеличивается всего лишь в 1,5 раза. Другими словами, эти данные свидетельствуют о том, что величина ММВ ни в какой мере не может характеризовать собой суммарную поверхность почвы. Этот вывод находится в коренном противоречии с приведенными выше взглядами Лебедева.

Совершенно очевидно, что лишь какая-то часть влаги при влажности почвы, равной ММВ, удерживается действительно поверхностными силами,

Таблица 37

Некоторые свойства отдельных гранулометрических фракций

(по данным Мельникова, 1949)

Размер частиц в мм	Средний диаметр в мм	Поверхность 100 г почвы в см² × 10³	ММВ в %	МГ в %	Емкость обмена в м-экв. на 100 г	Теплота смачивания в кал/100 г	В относительных величинах				
							поверхность	ММВ	МГ	емкость обмена	теплота смачивания
0,01—0,005	0,0075	302	26,2	0,40	0,7	16	100	100	100	100	100
0,005—0,004	0,0045	503	30,6	1,1	1,3	36	167	117	275	225	170
0,004—0,003	0,0035	647	31,2	1,5	3,8	68	214	119	375	425	540
0,003—0,002	0,0025	906	32,0	1,9	4,5	102	300	122	475	640	640
0,002—0,001	0,0015	1520	34,2	5,1	6,4	156	500	132	1270	975	910
0,001—0,0005	0,00075	3020	37,4	25,4	—	—	1000	143	6350	—	—
<0,001	—	—	40,0	27,6	55,0	1260	—	153	6900	7900	7900

в то время как остальная, значительно большая часть влаги удерживается каким-то иным путем. Можно предположить, что эта вторая часть представляет собой влагу свободную или лишь весьма рыхло связанную, но находящуюся в почвенных порах, суженные выходы из которых закрыты пленками воды, прочно связанной. К этому вопросу мы вернемся еще ниже, в главе VI.

Необходимо, наконец, указать и на то, что метод пленочного равновесия дает результаты, резко расходящиеся с методом высоких колонн. Сопоставление этих двух методов в недавнее время было произведено Ткачуком (1949). Он нашел, что метод высоких колонн дает всегда величины, значительно — в 2—3 раза — превосходящие те, которые получаются методом пленочного равновесия.

Подводя итоги всему сказанному, мы видим, что Мартынов был прав, считая величину ММВ практически величиной условной, поскольку она зависит от условий ее определения — центробежного ускорения или давления пресса.

Это не исключает того, что можно было бы сохранить само понятие о ММВ, как наибольшем количестве влаги, которое может быть удержано силами молекулярного притяжения. При таком понимании этого термина величина ММВ должна характеризовать собой наибольшее количество прочно связанной воды, которое может быть удержано почвой, т. е. то количество, которое Долгов (1948) называет гидроадсорбционной способностью почвы. Однако такому пониманию термина «максимальная молекулярная влагоемкость» мешает то обстоятельство, что этот термин в нашем сознании уже прочно связан с методами его определения, предложенными Лебедевым. Поэтому целесообразнее все же не отрывать введенного Лебедевым понятия от этих методов и рассматривать ММВ как величину условную.

Вместе с тем возникает необходимость введения какого-то термина для обозначения того наибольшего количества влаги, которое может быть прочно связано почвой. Долгов предлагает для этого термин «гидроадсорбционная способность». Нам кажется, что он не вполне удачен, так как имеет характер наименования явления («способность»), а не какой-либо количественной характеристики.

Гораздо более удачным, на наш взгляд, является предложение Колоскова (1938), который вводит термин «максимальная ассорбционная влагоемкость», считая его (1938, стр. 74) синонимом Лебедевского термина «максимальная молекулярная влагоемкость». Следует заметить, что термин Колоскова можно считать синонимом термина Лебедева лишь при том условии, что последний термин мы будем употреблять в его теоретическом смысле, который в него вложен Лебедевым и который, как мы видели выше, не соответствует величинам ММВ, определяемым предложенными Лебедевым методами.

Укажем здесь, что Колосков (1938) предлагает, кроме того, различать еще максимальную мономолекулярную влагоемкость, как то количество влаги, которое может быть сорбировано почвой в форме слоя влаги толщиною в одну молекулу. Предложение это очень интересно, но практическое его применение пока что невозможно за отсутствием методов определения этой величины.

Таким образом, наибольшее количество влаги, которое может быть удержано почвой за счет адсорбционных сил, т. е. наибольшее количество прочно связанной влаги, мы будем, в соответствии с предложением Колоскова, называть максимальной адсорбционной влагоемкостью (сохраняя обычную транскрипцию этого слова), с сокращенным обозначением МАВ.

Вернемся теперь к рассмотрению взглядов Лебедева.

Долгов высказывает ту точку зрения, что факты, трактовавшиеся Лебедевым как проявления свойств пленочной, т. е. связанной, воды, «...легко поддаются вполне удовлетворительному объяснению и с точки зрения мениского вого или капиллярного распределения влаги».

Такой взгляд представляется нам чрезмерно категорическим. Что в удержании влаги в центрифугируемых образцах почвы во многих случаях принимают участие силы капиллярные — на что указал впервые, повидимому, Колосков (1939),— это несомненно. Но столь же несомненно, во-первых, что одновременно в этом принимают участие и сорбционные силы, а во-вторых, что в некоторых случаях они не только резко преобладают, но могут играть исключительную роль. Последнее может, между прочим, иметь место тогда, когда вся порозность почвы заполнена влагой и, следовательно, мениски возникнуть не могут. Такой случай мы находим и в исследованиях Долгова. В качестве объекта № 15 в работе фигурирует тяжелая делювиальная глина из Ленкорани, взятая с глубины 40—60 см. Долгов отмечает (1948, стр. 27), что эта глина была единственным объектом, который при центрифугировании давал величину ММВ значительно большую, чем при определении этой величины методом пленочного равновесия, т. е. путем отсасывания влаги фильтровальной бумагой под прессом. Были получены следующие величины максимальной молекулярной влагоемкости (в %):

Метод центрифуги	43,84
Метод пленочного равновесия при давлении 64 атм.	27,77
» » » » » 165 »	24,13
» » » » » 350 »	19,51

Долгов отмечает, что при центрифугировании этой глины он не мог добиться выбрасывания из нее воды вследствие того, что глина уплотнялась, теряла водопроницаемость и вода, вместо того чтобы быть выброшенной из стаканчика, накапливалась над слоем глины.

Для этого же объекта в работе Долгова мы находим величину капиллярной влагоемкости, определенной в столбике высотой 1 см, равную

43,8%, т. е. точно совпадающую с величиной максимальной молекулярной влагоемкости. Полная влагоемкость, определенная расчетным путем для той же глины, равна почти той же самой величине — 41,1%.

Таким образом, в одной и той же глине содержание влаги, определенное, с одной стороны, путем свободного, условно — «капиллярного», всасывания, а с другой — удерживаемое в силовом поле, в 18000 раз превышающем силу тяжести, оказалось одинаковым. В обоих случаях заполнение порозности было полным — на это указывает величина полной влагоемкости. Поэтому заподозрить участие капиллярных сил в удержании влаги в центрифугируемом образце чрезвычайно трудно. Несомненно, что в этом удержании решающую или, вернее, исключительную роль играют сорбционные силы. Ими же по преимуществу было обусловлено и всасывание воды при определении «капиллярной влагоемкости», хотя, поскольку в исходном состоянии глина представляла собою сухой порошок, на границе смачивания могли играть какую-то роль и капиллярные явления.

Нужно отметить, что при центрифугировании глина, вопреки утверждению Долгова, никакого особого уплотнения, видимо, не претерпела, так как в противном случае ее влажность была бы несомненно ниже 43,8% — величины, получаемой при свободном всасывании воды,— вследствие выжимания воды при уплотнении. Из этого вытекает еще и тот вывод, что влага эта удерживается значительными силами.

Полученную Долговым величину максимальной молекулярной влагоемкости для этой глины, равную 43,8%, нельзя считать случайной; близкие величины находили и другие исследователи.

Лебедев, определяя методом центрифуги максимальную молекулярную влагоемкость отдельных гранулометрических фракций, нашел ее для самой мелкой фракции (<0,005 мм) равной 44,85%.

Франсессон (1947) для глыбок, изготовленных им из ила (частицы <0,001 мм), выделенного из чернозема и насыщенного кальцием, нашел «капиллярную влагоемкость» после длительного насыщения равной 43,1%.

Шаров (1941) наблюдал синерезис образцов грозненской глины, насыщенных различными катионами. Эти образцы, размятые и избыточно увлажненные, были поставлены в эксикаторы, на дне которых была налита чистая вода. Образцы начали терять воду и теряли ее вплоть до того момента, когда влажность достигла определенного предела. Результаты опыта приведены в табл. 38.

И здесь для образцов, насыщенных магнием, кальцием, алюминием, железом и водородом, мы находим ту же величину — 43—44%.

Все эти данные, полученные разными авторами, работавшими над различными вопросами, разными объектами и применявшими совершенно различные методы, не могут совпадать случайно. Что же общего в этих данных и что может характеризовать собою величина влажности, равная 43—44%?

Все объекты, на которых были получены эти данные, имеют некоторые общие черты. Во-первых, все они были насыщены либо двузначными катионами, либо катионами алюминия, железа и водорода (в опытах Шарова). Во-вторых, они были либо обесструктурены (растирание теста из глины у Шарова), либо представляли собой илистую фракцию (у Лебедева и Франсессона). Ленкоранская глина Долгова почти целиком состояла из частиц меньше 0,02 мм, причем свыше 54% частиц имели размеры меньше 0,002 мм. Вот это последнее обстоятельство — обесструктуренность объектов — вероятно, и имело решающее значение. Размер пор в этих объектах был настолько мал, что вся вода, заполнявшая их, оказывалась в сфере влияния молекулярных сил, т. е. превращалась в воду связанную. Поэтому предположительно можно рассматривать полученную величину

влажности, равную 43—44%, как характеризующую максимальную адсорбционную влагоемкость глинистых обесструктуренных почв и грунтов, насыщенных двух- или трехзначными катионами. Это предположение, впрочем, требует дальнейшей экспериментальной проверки.

Таблица 38

Обезвоживание избыточно увлажненных образцов грозненской глины в парах чистой воды

(по данным Шарова, 1941)

Насыщающий катион	Влажность образца в % от веса сухой глины через		
	1 месяц	8 месяцев	30 месяцев
Na	116,7	102,7	63,5
K	85,4	51,0	30,1
Mg	68,9	49,1	42,9
Ca	67,5	49,1	43,4
Al	78,6	54,2	43,3
Fe	77,4	55,4	43,4
H	79,2	57,8	44,1

Судя по тому, что в опытах Долгова эта влага не могла быть удалена центрифугированием при ускорении, равном 18 000 *g*,—она удерживается весьма большими силами. Ими же, очевидно, обусловливается не только удержание, но и всасывание влаги в опытах Францессона и при определении «капиллярной влагоемкости» в опытах Долгова.

Таким образом, мы приходим к выводу о том, что по отношению к обесструктуренным, сверхтонкопористым, глинистым почвам и грунтам, в которых из-за их тонкой пористости капиллярные силы не могут проявить себя,— взгляды Лебедева оказываются вполне приложимыми.

К почвам же и грунтам более легкого механического состава, либо обладающим хорошо выраженной макро- или микроструктурой, концепция Лебедева в ее чистом виде неприложима, так как поведение влаги в этом случае определяется совместным участием сорбционных и капиллярных сил.

3. НЕРАСТВОРЯЮЩИЙ ОБЪЕМ ВОДЫ

Теперь мы обратимся к другой группе фактов, характеризующих собой свойства связанной воды. Одним из важнейших подобных свойств является понижение, вплоть до полного, повидимому, исчезновения, способности связанной воды растворять соли и другие вещества. На этом свойстве основан и наиболее широко распространенный метод определения количества связанной воды.

Эти явления в приложении к почвам впервые, видимо, обстоятельно были исследованы Трофимовым (1925 и 1927).

Сущность явления, изученного Трофимовым, заключается в следующем. Если мы приведем почву в соприкосновение с раствором какого-либо вещества, которое не способно давать с почвой химическое или адсорбционное соединение, а затем отделим раствор от почвы, то окажется, что

концентрация растворенного вещества в растворе увеличилась. Опыт можно ставить как с сухой почвой, так и с влажной (например, воздушно-сухой), но в последнем случае при расчете исходной концентрации раствора необходимо учитывать количество влаги, вносимое с почвой. В качестве растворимых веществ Трофимов пользовался по преимуществу хлоридами щелочных и щелочно-земельных металлов, наблюдая при этом изменения концентрации иона хлора, как не дающего с почвой никаких соединений. Более поздние исследователи, например Думанский (1934), пользовались для этой цели тростниковым сахаром. Опыты желательно вести при возможно более узком соотношении «раствор : почва», так как при его расширении упомянутое увеличение концентрации раствора становится весьма малым и трудно определимым.

В табл. 39 приводим результаты одного из опытов Трофимова, поставленного с саратовским черноземом».

Таблица 39

Изменение концентрации раствора при взаимодействии с почвой

(по данным Трофимова)

Воды в 100 г почвы в г	Объем прилитого раствора $CaCl_2$ в см³	Испарилось воды за время опыта в г	Концентрация хлоридов в долях нормального			Отношение концентраций (3) : (2)	Увеличение концентрации в %
			в водном контроле (1)	в исходном растворе (2)	в почвенном растворе (3)		
4,26	35,41	0,33	0,00046	0,00592	0,00748	1,317	31,7
4,08	35,00	0,20	0,00032	0,01031	0,01252	1,314	31,4
4,08	35,00	0,30	0,00032	0,02506	0,02918	1,276	27,6
4,08	35,00	0,33	0,00032	0,05127	0,05743	1,233	23,3
4,08	34,95	0,27	0,00032	0,1036	0,1139	1,216	21,6
4,08	34,80	0,25	0,00032	0,1963	0,2091	1,181	18,1
4,26	35,75	0,30	0,00046	0,2600	0,2730	1,168	16,8
4,26	34,53	0,40	0,00046	0,5380	0,5640	1,164	16,4
4,08	33,95	0,30	0,0003	1,046	1,081	1,135	13,5
4,26	35,25	0,20	0,0003	4,352	4,720	1,081	8,1

Величины, приведенные в этой таблице, отчетливо показывают увеличение концентрации иона хлора в результате взаимодействия раствора хлористого кальция с почвой. При этом относительное увеличение концентрации тем меньше, чем больше сама концентрация.

Наблюденное Трофимовым явление носит название «отрицательной адсорбции» — в данном случае иона хлора. В основе его, по мнению Трофимова, лежит «неоднородность» почвенного раствора, вызываемая тем, что часть почвенного раствора находится в адсорбированном состоянии и только часть является свободной. Концентрация иона хлора неодинакова: она меньше в адсорбированной и больше в свободной части почвенного раствора.

Стремясь определить количество адсорбированного раствора, или «объем не содержащей солей пленки», Трофимов (1925) говорит: «Минимальные размеры для нее мы найдем, если сделаем схематическое допущение, чо между нею и свободным раствором резкая граница и что в случае отрицательной адсорбции должно быть полное удаление вещества из поверхностной зоны. Тогда, если объем V раствора, начальная концент-

рация которого C_1, после смешения с единицей адсорбента (почвы) приобрел концентрацию бо́льшую — C_2, то должно иметь место равенство:

$$C_1 V = C_2 (V - x),$$

откуда

$$x = \frac{C_2 - C_1}{C_2} V,$$

где x — «минимальная величина поверхностной зоны».

Пользуясь этой формулой и данными своих опытов, Трофимов рассчитал величину x для почв, с которыми он работал. Величины x получились тем меньше, чем выше была концентрация раствора хлористого кальция. Для разных концентраций последнего Трофимов нашел следующие величины x:

	Гигроскопичность в %	Объем нерастворяющей пленки x в см³ на 100 г почвы
Чернозем	10,5	От 4,10 до 9,95
Суглинок I	3,36	» 0,7 » 4,50
Суглинок II	3,50	» 2,60 » 5,00
Подзол	1,45	» 0,70 » 1,05

Порядок следования гигроскопичности и величины x друг за другом один и тот же, но соотношения между ними в разных почвах различны. В общем, по мнению Трофимова, «...величина (объем) адсорбированной части почвенного раствора, свободной от хлоридов и нитратов, для естественных концентраций почвенного раствора, лежит между ординарной и двойной максимальной гигроскопичностью почвы».

Далее Трофимов устанавливает, что зависимость между величиной нерастворяющей пленки и концентрацией электролита подчиняется уравнению адсорбции Фрейндлиха. Он находит такие равенства:

Для чернозема	$a = 4{,}95 \cdot C^{-0{,}15}$
» суглинка I	$a = 1{,}00 \cdot C^{-0{,}29}$
» суглинка II	$a = 1{,}45 \cdot C^{-0{,}24}$
» подзола	$a = 0{,}75 \cdot C^{-0{,}11}$

где a — объем нерастворяющей пленки, а C — равновесная концентрация Cl.

В выводах из этой работы Трофимов (1925, стр. 627), высказывая суждение о причинах наблюденного явления, говорит, что «исследованные электролиты [хлориды Ca и щелочей и $Ca(NO_3)_2$] неравномерно распределяются в почвенном растворе — именно, вследствие отрицательной адсорбции их почвой, концентрация их в поверхностных слоях почвенного раствора если не равна нулю, то во всяком случае во много раз меньше, чем в остальном растворе».

Таким образом, причину наблюденного явления Трофимов называет «отрицательной адсорбцией», почвой электролитов, не вскрывая, однако, природы этой отрицательной адсорбции.

В следующей своей работе (1927) Трофимов предлагает новый метод определения «объема пленки», заключающийся в пропускании раствора соли известной концентрации (применялись 0,01 н. хлористый кальций и 0,01 н. азотнокислый кальций) через колонну почвы. Вытекающий фильтрат собирают отдельными порциями, определяют их объем и концентрацию в них аниона. Оказывается, что если взять, например, воздушно-сухую почву, то концентрация первых порций фильтрата значительно больше, чем исходного раствора, вследствие поглощения почвой воды из

раствора. Если довести опыт до того момента, когда концентрация вытекающего фильтрата сделается равной концентрации исходного раствора и далее изменяться уже не будет, то можно подсчитать, зная объемы и концентрации отдельных порций фильтрата, какое количество воды будет поглощено почвой. Суммируя эту величину с количеством влаги, находившемся в почве до опыта, узнаем общее количество воды в пленке. Если взять почву с большой влажностью и довести опыт до того момента, когда концентрации фильтрата, на этот раз возрастающие, достигнут величины концентрации исходного раствора, то, зная объемы и концентрации отдельных порций фильтрата и исходную и конечную влажности почвы, можно тоже подсчитать количество влаги, образующее «пленку». Опыты Трофимова с кубанским черноземом, с применением 0,01 н. раствора $CaCl_2$, показали, что независимо от влажности исходной почвы, которая в одном случае равнялась 7,15% (воздушно-сухая), а в другом — 41,8% (остаток влаги после свободного стекания), объем «пленки» в обоих случаях оказался одинаковым: 11,45% в первом и 11,9% — во втором. Как в этом случае, так и в опытах с саратовским черноземом объемы водных «пленок» оказались весьма близкими к величинам максимальной гигроскопичности.

Применяя тот же фильтрационный метод и дополнив его последующим вытеснением раствора задержанного, Трофимов показал, что этот раствор до самого конца сохраняет концентрацию хлора, равную концентрации исходного раствора. Определив затем остаточное содержание влаги в почве, Трофимов указывает, что максимальный объем «пленки» не может превышать этого остаточного количества влаги. Для трех исследованных почв это количество составило 2,0—2,7 от минимального объема «пленки».

Далее Трофимов указывает на то, что при попытке применить в качестве растворенного вещества вместо хлоридов щелочей и щелочных земель углеводы, например различные сахара, оказалось, что «отрицательная адсорбция» углеводов значительно меньше, чем применявшихся ранее электролитов. Следовательно, и объем «пленки» также значительно меньше.

Трофимов подчеркивает, что «*...уменьшение водной пленки в почве способны произвести только ионизированные электрически активные соединения*». Несколько ниже он говорит, что «*отрицательная адсорбция электролитов почвой есть результат образования водной электрически напряженной пленки у поверхности частиц: величина ее тесно связана с явлениями разряжения и заряжения почвенных частиц и определяется в первую очередь концентрацией электролитов в окружающем растворе, совсем не завися или слабо завися от присутствия иных, электрически нейтральных молекул*». Изменение объема пленки в почве Трофимов связывает с коллоидальным состоянием почвы, преимущественно со степенью ее коагулированности, ибо «...уменьшение объема водной пленки в почве... идет параллельно с разряжением частиц и с их дегидратацией, а увеличение, наоборот,— параллельно с заряжением, гидратацией и пептизацией их».

Воду, содержащуюся в водной «пленке», Трофимов называет связанной водой.

Мы сознательно остановились на подробном изложении работ и взглядов Трофимова, ибо именно им вопрос о связанной воде в почве был впервые правильно поставлен и обстоятельно изучен, в результате чего им и было дано правильное понимание этого явления и такое объяснение ему, которое сохраняет все свое значение и в настоящее время, требуя лишь некоторых дополнений и уточнений.

Обширный материал по вопросу о связанной воде мы находим у Думанского. Он разработал и усовершенствовал метод определения количества связанной воды — «метод индикатора», предложенный Трофимовым и основанный на описанном выше явлении «отрицательной адсорбции» раз-

личных веществ, вводимых в изучаемую систему. Иными словами, количество связанной воды определяется как количество воды, не растворяющей вводимое вещество. Метод, как мы видели выше, условный. В качестве индикатора Думанский в своих исследованиях чаще всего применяет тростниковый сахар. При изучении связанной воды в почвах этот индикатор не может, повидимому, считаться вполне безупречным, так как он при известных условиях сорбируется почвой. Антипов-Каратаев и Антипова-Каратаева (1935) наблюдали сорбцию сахара почвой при высоких концентрациях сахарного раствора в отсутствии электролитов и при значительно более низких концентрациях сахарного раствора в присутствии

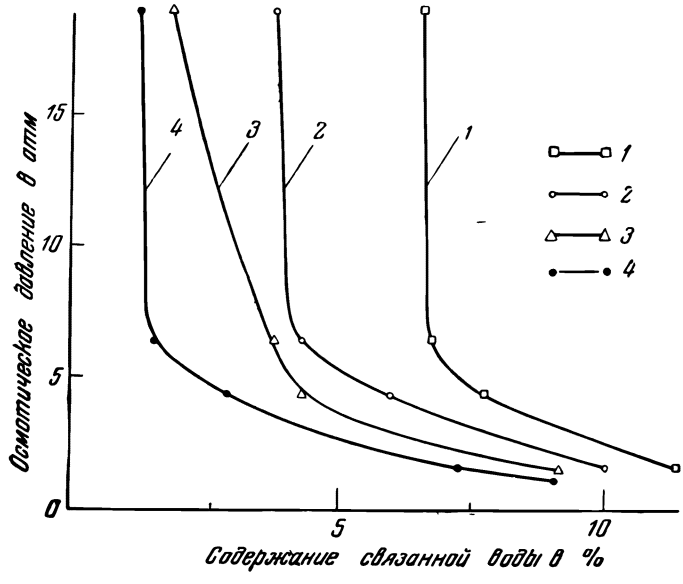


Рис. 33. Зависимость содержания связанной воды в почвах от осмотического давления равновесного раствора сахара (по данным Долгова).

1 — темнокаштановая почва; *2* — лесс, *3* — серозем из Пахта-Арала; *4* — пылеватый суглинок.

электролитов, при концентрации последних начиная с 0,1—0,2 н. Поэтому применение сахара в качестве индикатора при изучении связывания воды почвами не может считаться дающим точные результаты.

С этой оговоркой рассмотрим некоторые данные, полученные Думанским и его сотрудниками и относящиеся к почвам. Значительная часть исследований Думанского относится к другим объектам.

В работе Думанского и Думанской (1934) мы находим ряд данных, характеризующих содержание связанной воды в различных почвах. Эти данные приведены в табл. 40.

В качестве индикатора авторы применяли сахар в 20—25%-ном растворе. В своих выводах авторы подчеркивают близость величин содержания связанной воды и величин содержания гигроскопической воды (в воздушно-сухих образцах).

Метод Думанского был применен Долговым (1948), который определил содержание связанной воды в нескольких почвах, пользуясь сахарными растворами различных концентраций. Некоторые из результатов его опытов приводятся в табл. 41 и в графической форме на рис. 33.

Отметим, что при высоких концентрациях сахарного раствора наблюдается неожиданное возрастание количества связанной воды.

Таблица 40

Содержание связанной воды в почвах

(по данным Думанского и Думанской, 1934)

№ разреза	Почва	Глубина взятия образца в см	Содержание гигроскопической влаги в %	Содержание связанной влаги в %
1265	Южный чернозем	1—10	7,07	7,59
		20—30	6,66	7,13
2698	Обыкновенный чернозем	0—10	6,62	7,08
		20—30	6,85	7,35
25	Мощный чернозем	0—10	6,85	7,03
		20—30	7,06	7,59
660	Выщелоченный чернозем	0—10	5,84	6,92
		20—30	6,03	6,79
	Сильно выщелоченный чернозем	0—10	3,68	3,82
		20—30	3,19	3,24
753	Обыкновенный чернозем	0—10	7,22	7,84
		20—30	7,77	8,84
1217	Солонец	0—10	5,90	6,37
		20—30	5,99	6,37
112	Темносерая	0—10	3,50	3,64
		20—30	3,52	4,19
		60—70	3,28	4,12
1654	Серая	0—10	2,88	2,96
		20—30	2,57	2,63
1143	Светлосерая	0—10	2,85	2,93
		20—30	2,88	2,91
		60—70	5,53	5,85
111	Дерново-слабоподзолистая	0—15	2,55	2,59
		12—25	2,70	3,30

Анализируя эти данные, Долгов отмечает, что в интервале концентраций сахарного раствора примерно от 8 до 40%, что соответствует интервалу осмотических давлений от 7 до 50 атм., количество связанной воды остается практически почти постоянным. Эту воду Долгов, вслед за другими исследователями, называет прочно связанной. Ее выделение в качестве особой категории отчетливо подтверждается почти вертикальными отрезками кривых на рис. 31. Содержание прочно связанной воды, судя по данным табл. 41, во всех почти случаях оказалось несколько меньшим, чем величина максимальной гигроскопичности. Исходя из того, что содержание прочно связанной воды, начиная с некоторой минимальной концентрации применяемого раствора, является величиной постоянной, это содержание и может быть взято за меру наибольшего количества прочно связанной воды, т. е. за величину максимальной адсорбционной влагоемкости. Таким образом, метод определения нерастворяющего объема является в то же время методом определения величины МАВ.

В интервале концентрации сахарного раствора от 8 до 2%, что соответствует интервалу осмотических давлений от 6,9 до 1,5 атм., количество связанной воды быстро возрастает, превосходя при 2%-ной концентрации раствора величину МГ в 2—4 раза. Так как эта часть связанной воды очень легко, уже в результате небольшого повышения осмотического давления сахарного раствора, отнимается от почвенных частиц, то ее целесообразно называть р ы х л о с в я з а н н о й.

Таблица 41

Количество связанной воды, максимальная гигроскопичность и максимальная молекулярная влагоемкость для нескольких почв

(по данным Долгова, 1948)

Сахарный раствор		Количество связанной воды в % от веса сухой почвы					
концентрация в %	осмотич. давление в атм.	пылеват. суглинок	лесс	черновем	темно-каштановая	подзолистая почва, гор. A_2	сероазем
2,2	1,6	7,30	10,10	24,56	11,37	9,57	12,54
5,4	4,3	2,98	6,00	11,87	7,78	3,21	5,44
8,4	6,3	1,58	4,32	11,08	6,73	2,68	4,60
20,6	19,0	1,27	3,86	11,06	6,53	2,02	3,59
30,5	33,5	1,52	3,00	8,16	6,71	2,36	2,69
40,7	56,8	2,15	2,80	9,65	7,18	3,14	3,43
ММВ (метод центрифуги)		7,09	10,11	28,68	21,28	7,48	15,54
МГ		2,04	3,96	12,95	9,49	2,16	3,26

В обычных, незасоленных, почвах осмотическое давление почвенного раствора по большей части не превышает 1—1,5 атм. Так, например, по данным Трофимова (1924), относящимся к подзолистой почве опытного поля Сельскохозяйственной академии им. Тимирязева, осмотическое давление почвенного раствора в течение летнего периода колебалось от 0,35 до 1,60 атм. По данным Мэджистеда и Рейтмейера (Magistad and Reitmeyer, 1943), даже на слабо засоленных почвах, и притом при влажности почвы, равной коэффициенту завядания, осмотическое давление почвенного раствора не превышало 1,8 атм.

При таких низких величинах осмотического давления почвенного раствора общее содержание связанной воды в естественных почвах может достигать 2—4-кратной величины МГ и даже более. При повышении осмотического давления, например вследствие уменьшения влажности почвы, содержание связанной воды уменьшается.

На содержание связанной воды влияет также увлажнение и высушивание почвы. Так, по данным Францессона (1947), относящимся к черноземе с Кузнецкой опытной станции, содержание связанной воды оказалось равным (в %):

В почве с естественной влажностью	17,4
» » высушенной на воздухе в лаборатории	15,7
» » высушенной в термостате при 45°	14,2
» » высушенной в термостате при 105°	10,8
» » высушенной до воздушно-сухого состояния и потом увлажненной водой до 44% с выстаиванием в течение 2 суток	16,6

Очевидно, высушивание вызывает уменьшение поверхности и сильную дегидратацию некоторой части коллоидов. Обратное их набухание является процессом медленным.

Разрушение естественной структуры влечет за собой значительное замедление в процессах передвижения влаги и солей. Так, по данным Франсессона (1947), содержание связанной воды оказалось равным (в %):

В сырой почве с естественной структурой через 1 час	17,4
То же, через 1 сутки	17,4
В почве перемятой через 1 час	24,3
То же, через 1 сутки	19,6

Эти данные говорят о том, что в почве с естественной структурой количество воды, «не затрагиваемой диффузией ионов Cl», является величиной постоянной, совпадая с содержанием связанной воды. В почве же перемятой равновесие в течение одного часа не устанавливается, т. е. диффузия продолжается, и это содержание воды правильнее называть «не затрагиваемым диффузией». Это, в свою очередь, указывает на то, что структура промежутков в почве перемятой совершенно иная, чем в почве естественной. «В естественных аггрегатах почвы — говорит Франсессон,— имеет место сравнительно резкая грань между порами, заполненными свободной водой, по которым диффузия электролитов совершается свободно и сравнительно быстро, и порами, заполненными связанной водой, в которые электролиты проникают медленно и трудно. В аггрегатах из перемятой почвенной массы эта резкая грань между двумя типами пор сглаживается, так как в результате диспергирования, происходящего при перемятии почвы, более крупные поры, содержащие свободную воду, заполняются тонкодисперсными частицами, вследствие чего в почвенной массе, как указал на это Качинский (1945), возникает много новых тонких пор, заполненных рыхло связанной водой. Поры же, заполненные свободной водой, сильно уменьшаются в своем количестве. В результате значительная часть свободной воды в почве переходит в рыхло связанную».

Определение содержания связанной воды по методу нерастворяющего объема, т. е. по методу Трофимова, было сделано также Альтеном и Курмисом (Alten und Kurmies, 1935) для бентонита, насыщенного различными катионами. К сожалению, авторы не приводят величины максимальной гигроскопичности этого бентонита и дают лишь величину его емкости обмена. Последняя равна 95 м-экв. на 100 г. Учитывая, что на 1 м-экв. емкости обычно приходится около 20 миллимолей воды при влажности, равной МГ (см. табл. 20 и 21), последнюю величину можно определить для данного бентонита равной приблизительно

$$20 \times 95 \times 0{,}018 = 34\%.$$

Результаты определений Альтена и Курмиса приводим в табл. 42.

Из этих данных мы видим, что в бентоните, насыщенном калием, магнием и кальцием, содержание связанной воды, даже при концентрации солевого раствора в 0,1 н., не превышает величины МГ. С повышением же концентрации до 2 н. содержание связанной воды значительно уменьшается — особенно резко для бентонита, насыщенного калием. Своеобразно поведение бентонита, насыщенного магнием, в растворе сульфата магния, когда содержание связанной воды возрастает с увеличением концентрации солевого раствора. Что касается бентонита, насыщенного натрием, то при низких концентрациях солевого раствора содержание связанной воды в нем значительно превышает величину МГ — примерно

Таблица 42

Содержание связанной воды в бентоните, насыщенном разными катионами (по данным Альтена и Курмиса, 1935)

Насыщающий катион	Солевой раствор	Расчет сделан по	Содержание связанной воды в см³/100 г при концентрации солевого раствора				
			0,1 н.	0,2 н.	0,5 н.	1,0 н.	2,0 н.
Na	NaCl	аниону	89	70	48	36	26
		катиону	90	68	46	38	25
Na	Na_2SO_4	аниону	106	76	50	37	32
		катиону	108	76	50	39	32
K	KCl	аниону	34	27	18	14	11
		катиону	35	24	19	14	11
Mg	$MgCl_2$	аниону	34	32	29	27	23
		катиону	37	30	26	26	22
Mg	$MgSO_4$	аниону	16	19	22	26	29
		катиону	16	19	22	26	29
Ca	$CaCl_2$	аниону	33	30	27	26	22
		катиону	38	29	27	25	22

в 3 раза при концентрации раствора, равной 0,1 н. Можно думать, что повышенное содержание связанной воды при насыщении бентонита ионом натрия вызывается главным образом распадом аггрегатов на первичные частички.

4. ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА СВЯЗАННОЙ ВОДЫ

Связанная вода обладает рядом свойств, по которым она отличается от обычной воды. Одно из этих свойств — отсутствие способности к растворению электролитов и других растворимых в воде веществ — мы уже рассмотрели выше. Теперь мы обратимся к рассмотрению механических свойств прочно связанной воды.

Весьма ценный материал по этому вопросу, а равным образом и по вопросу о толщине пленки связанной воды мы находим в исследованиях Дерягина (1932, 1934 и 1935). В первой из этих работ (1932) Дерягину, применившему оригинальную методику, удалось показать, что на плоской поверхности стекла образуется пленка связанной воды, которая начиная от толщины 0,075 μ и менее обладает модулем сдвига и пределом текучести, т. е. признаками *упругого твердого тела*. Дерягин (1934) считает, что если первый слой молекул жидкости удерживается притяжением, исходящим от поверхности твердого тела, то второй слой молекул жидкости удерживается притяжением, исходящим уже от первого их слоя, и т. д. В опытах Дерягина пленка связанной воды достигала толщины, равной $\frac{75 \cdot 10^{-7}}{2{,}76 \cdot 10^{-8}} = 270$ диаметрам молекулы воды.

В другой работе (1935) Дерягин показал, что жидкость при введении в нее двух соприкасающихся пластинок твердого вещества (в опытах применялись слюда и сталь) входит между пластинками с усилием, образуя на их поверхности пленки связанной жидкости, и при этом раздвигает, расклинивает эти пластинки. Толщина образующегося между пластинками

слоя жидкости находится в обратной зависимости от давления, оказываемого на пластинки. В опытах Дерягина со слюдой при минимальной величине давления в 4,4 г/см² вода создавала слой толщиной 1,2—2,1 μ, раздвигая на это расстояние пластинки слюды. Эта величина соответствует 4300—7500 диаметрам молекулы воды.

Таким образом, из опытов Дерягина следует, что пленка прочно удерживаемой воды может состоять из сотен и тысяч молекулярных слоев.

Можно ли результаты опытов Дерягина пытаться непосредственно прилагать к явлениям связывания воды почвами? Существенным возражением против такой попытки является тот факт, что все свои опыты Дерягин производил с большими плоскими поверхностями, в то время как почва состоит из мелких частиц разнообразной формы. Однако в этом последнем отношении все частицы можно грубо подразделить на две группы. Первая из них характеризуется тем, что частицы имеют трехмерную форму, нередко будучи еще и окатаны; условной моделью для них можно считать шар. К этой группе относятся частицы кварца, полевых шпатов и некоторых других, менее распространенных первичных минералов, входящие главным образом в состав фракции крупнее 0,001 мм. Вторая группа характеризуется пластинчатой, слюдообразной формой своих частиц. К этой группе относятся частицы наиболее распространенных глинных минералов (монтмориллонита, каолинита и др.), пластинчатая форма которых в недавнее время окончательно установлена при помощи электронного микроскопа.

При разрешении вопроса о приложимости к этим двум группам частиц выводов Дерягина прежде всего возникает сомнение в приложимости их к первой группе частиц. Выше, обсуждая вопрос о толщине оболочки гигроскопической влаги, мы уже указывали на то, что с уменьшением размера частиц и увеличением, следовательно, кривизны их поверхности толщина слоя сорбированной воды уменьшается. Происходит это потому, что чем больше кривизна поверхности, тем больше градиент падения силового поля. Поэтому казалось бы, что на поверхностях таких частиц с большей, в общем, кривизной их поверхности толщина пленок связанной воды должна быть меньше, чем найденная Дерягиным.

Фактического материала, который позволял бы проверить этот вывод, в литературе можно найти весьма мало — в связи с большими экспериментальными трудностями. Однако некоторые данные все же имеются, хотя методика их получения не может быть названа безупречной.

Петтиджон (Pettijohn, 1919) свои опыты производил с песками различной крупности и стеклянными шариками. Методика заключалась в следующем. Навеску сухого песка или шариков помещали в колбу и «титровали» в колбе водой при непрерывном встряхивании до тех пор, пока шарики или песчинки не начинали прилипать к стенкам колбы. В этот момент, по мнению автора, пленка связанной воды достигала наибольшей толщины, а дальнейший избыток влаги вызывал уже капиллярные явления. Суммарную поверхность песка или шариков Петтиджон получал путем расчета.

На стеклянных шариках Петтиджон получил пленку толщиной 0,11—0,13 μ, причем, по его мнению, эта толщина не зависела от размера шариков. На песках (отсеянные фракции) толщина пленки получилась равной:

Крупность песка (размер сита)	Толщина пленки
10 меш	0,285 μ
20 »	0,214 »
40 »	0,135 »
60 »	0,114 »

Особым расчетом автор показывает, что если даже образование капиллярных «манжет» и имело место, то расход влаги на них был ничтожным. Тот факт, что разные жидкости (нитробензол, анилин, толуол, пиридин и др.) дали пленку той же величины, что и вода, служит, по мнению автора, доказательством в пользу того, что происходила именно сорбция жидкости, не осложненная капиллярными явлениями.

Иным методом определял толщину пленки связанной воды Вудрэфф (Woodruff, 1940). Приготовив суспензию электродиализированной глины и определив ее концентрацию, он всыпал в нее песок. Концентрация суспензии повысилась вследствие сорбции воды песком. Определив конечную концентрацию суспензии, Вудрэфф вычислил толщину пленки воды, сорбированной песком. Она оказалась на песчинках диаметром 0,8 мм равной 0,7—1,0 μ.

Истомина (1950), изучая набухание грунтов различного механического состава, определяла толщину водной пленки, вызывающей расклинивающее действие на частицы грунта при различном внешнем давлении. По ее данным, толщина этих пленок оказалась равной 0,4—1,8 μ, в зависимости от величины давления.

Таким образом, в результате опытов Петтиджона, Вудрэффа и Истоминой, были найдены величины толщины пленки того же порядка, что и полученные Дерягиным на плоских поверхностях.

Тем более мы можем ожидать такого же результата применительно к частицам второй группы. Благодаря их пластинчатой форме частиц толщина слоя связанной воды на них может быть больше. Дерягин (1934), пользуясь наблюдениями Терцаги над фильтрацией воды через глины, вычислил, что резкое возрастание вязкости фильтрующейся воды появляется при толщине ее слоя примерно в 0,15 μ, т. е. при той же величине, при которой, по опытам Дерягина со стеклянными пластинками, у воды появляется упругость формы (0,075 × 2 = 0,15 μ).

Косвенные данные по интересующему нас вопросу можно найти в работе Воларовича и Ерохина, которые, измеряя предельное напряжение сдвига густых (20—40%) суспензий тонко размолотой слюды в вазелиновом масле, нашли, что толщина слоя масла, при котором начинала появляться упругость формы системы, равнялась 5—6 μ.

Таким образом, для почвенных частиц, независимо от их формы, данные Дерягина если и не приложимы непосредственно, то во всяком случае могут служить основанием для суждения о порядке величины толщины слоя связываемой воды, которая в этих случаях может достигать, очевидно, по меньшей мере сотен диаметров молекул воды. Те же данные свидетельствуют и о большой прочности пленки связанной воды, и о значительных силах, ее удерживающих.

Из числа других свойств прочно связанной воды следует указать на повышенную ее плотность. Связанная вода чернозема с Каменностепной опытной станции и аллювиального суглинка Московской области при различной влажности имеет плотность, указанную в табл. 43.

Соответствующие расчеты показывают, что для получения такой плотности связанная вода должна находиться под давлением порядка нескольких десятков тысяч атмосфер.

Здесь уместно будет напомнить то, что мы говорили о строении воды в главе II. Мы видели, что обычная жидкая вода отличается очень рыхлым расположением своих молекул. Поэтому не удивительно, что, попадая под влияние очень больших адсорбционных сил, вода оказывается способной значительно уплотняться.

Явления уплотнения воды при ее связывании оспариваются Нитцшем (Nitzch, 1940) и Нитцшем и Черацким (Nitzch und Czeratzki, 1940). Эти исследователи определяли плотность воды, находящейся в почве, при

малых величинах влажности при помощи воздушного пикнометра. По их данным оказалось, что плотность воды, которая, очевидно, является связанной водой, значительно меньше единицы. Так, в глинистых почвах плотность первых порций воды, сорбированной из водяного пара, оказалась равной 0,2. Плотность последующих порций воды постепенно увеличивалась вплоть до единицы.

Таблица 43

Плотность связанной воды

Черновем		Аллювиальный суглинок	
влажность в % от веса сухой почвы	плотность	влажность в % от веса сухой почвы	плотность
1,64	1,74	1,94	1,37
1,64	1,70	3,20	1,22
3,18	1,56	4,43	1,15
5,09	1,38	5,31	1,13
7,47	1,27		
7,52	1,26		
11,63	1,15		
13,87	1,13		

Авторы объясняют полученный ими результат тем, что вода при сорбции ориентируется, образуя пространственную решетку, в которой якобы дипольные молекулы воды расположены рыхлее, чем при хаотическом их состоянии.

Этим исследователям возражают Альтен и Луфман (Alten und Loofman, 1943). Они указывают, что в наблюдения Нитцша и Черацкого вкралась существенная погрешность, проистекающая от неучета адсорбции воздуха в воздушном пикнометре, что имело своим следствием определение объема бентонита (с которым работали Нитцш и Черацкий) с большой отрицательной ошибкой.

Помимо этих возражений, мы, со своей стороны, укажем на то, что выводы Нитцша и Черацкого, никем более не подтвержденные экспериментально, резко расходятся со всеми другими определениями плотности связанной воды, выполненными на самых различных объектах. Поэтому в дальнейшем с мнением этих исследователей мы считаться не будем.

Повышенная плотность связанной воды имеет своим следствием тот факт, что при определении удельного веса почв пикнометрическим методом, с применением в качестве жидкости воды, мы получаем этот удельный вес с заметной погрешностью — тем большей, чем больше воды связывает почва. Обычно величина удельного веса определяется по формуле:

$$D = \frac{P_0}{P_1 - P_2 + P_0},$$

где D — удельный вес почвы;
P_0 — навеска сухой почвы;
P_1 — вес пикнометра с водой;
P_2 — вес пикнометра с водой и с почвой.

Эта формула выведена в предположении, что вся вода имеет плотность, равную единице.

Не трудно показать, что если почва, находящаяся в пикнометре, содержит m % связанной воды и плотность последней равна Δ, то удельный вес почвы будет определяться уже по иной формуле:

$$D' = \frac{P_0}{P_1 - P_2 + P_0 + mP_0\left(\frac{\Delta - 1}{100\Delta}\right)},$$

где D' — истинный удельный вес почвы, а все остальные обозначения прежние.

Из сопоставления обеих формул мы видим, что при обычном методе определения мы делаем всегда положительную ошибку, т. е. получаем удельный вес с некоторым преувеличением — тем большим, чем больше содержится в почве связанной воды, т. е. чем тяжелее ее механический состав.

Для получения истинных величин удельного веса следует применять какую-либо не полярную жидкость, которая если и связывается почвой, то значительно слабее, нежели вода,— например бензол. В табл. 44 мы приводим величины удельного веса южного чернозема по определениям Польского, выполненным с применением воды и бензола.

Таблица 44

Удельный вес южного чернозема, определенный с применением воды и бензола

(данные Польского)

Глубина взятия образца в см	Удельный вес		
	по воде	по бензолу	разность
0—10	2,64	2,47	0,17
10—20	2,63	2,49	0,14
20—30	2,67	2,48	0,19
30—40	2,68	2,44	0,24
40—50	2,72	2,48	0,24
60—70	2,73	2,66	0,07
90—100	2,75	2,67	0,08
110—120	2,74	2,67	0,07
140—150	2,76	2,64	0,12
190—200	2,76	2,63	0,13
240—250	2,77	2,66	0,11
290—300	2,75	2,64	0,11

Как можно видеть из этих данных, разница получается вполне ощутимая. Соответственно этому, с ошибкой вычисляется и общая порозность.

Значительно отличается связанная вода от свободной и по своей теплоемкости. Так, Андрианов (1936) нашел, что теплоемкость гигроскопической воды в песке, глине, торфе и их смесях оказалась варьирующей от 0,5 (торф) до 0,79 (кварцевый песок), в среднем составив 0,70. Он сравнивает эти величины с теплоемкостью кристаллогидратной воды, входящей в состав сульфатов магния, меди, кальция и натрия. Она оказалась равной от 0,42 до 0,84, т. е. того же порядка.

Напомним, что теплоемкость твердой воды, т. е. льда, равняется примерно 0,5.

Далее, связанная вода отличается тем, что она замерзает при температуре значительно более низкой, чем 0°, причем часть связанной воды не замерзает даже при понижении температуры до —78°. Это явление было установлено Буйюкосом и Маккулем (Bouyoucos and McCool, 1916).

Эти исследователи, занимаясь изучением зависимости между концентрацией почвенного раствора и величиной понижения точки замерзания почв, обнаружили, что при охлаждении почвы до температур значительно более низких, чем 0°, замерзает не вся вода, содержащаяся в почве. Эту не замерзающую воду Буйюкос назвал несвободной водой. Измеряя количество воды, не замерзающей при разных температурах, Буйюкос обнаружил, что несвободная вода, не замерзающая при охлаждении почвы до —4°, может быть поделена на две категории: связанную воду, которая не замерзает при переохлаждении и до —78°, и «капиллярно-адсорбированную» воду, которая замерзает в промежутке между —4 и — 78°. Общее содержание несвободной воды оказалось значительно превышающим гигроскопическую влажность почвы (воздушно-сухой), как это можно видеть из табл. 45.

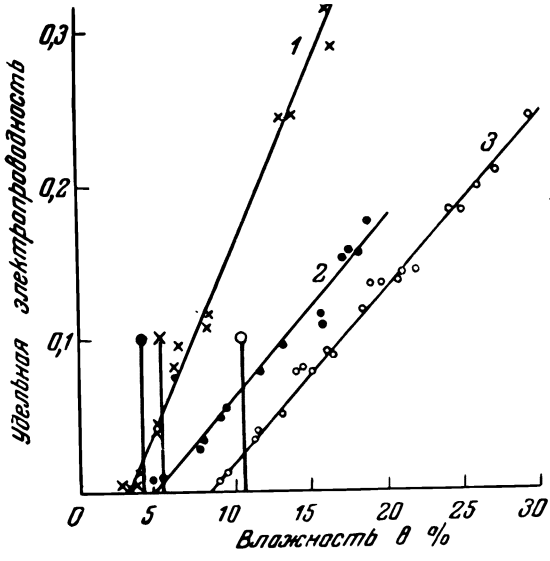


Рис. 34. Зависимость электропроводности почвы от ее влажности. Вертикальными линиями отмечена величина МГ (по данным Долгова).

1 — серозем; *2* — подзолистая почва· *3* — черновем.

Об относительном содержании всей несвободной влаги и влаги связанной может дать представление табл. 46, которую мы заимствуем с некоторыми сокращениями из другой работы того же автора (Bouyoucos, 1921).

Содержание несвободной воды оказалось находящимся в тесной коррелятивной связи с теплотой смачивания[1], что доказывается данными табл. 47, заимствуемой нами из одной из работ Буйюкоса (1918).

Существенной особенностью связанной воды является отсутствие у нее электропроводности, что было установлено Долговым (1948). Он измерял электропроводность почв при различной влажности, но при одинаковой степени уплотнения. Оказалось, что с уменьшением влажности электропроводность тоже уменьшается, однако пропорционально не всему содержанию влаги, а лишь некоторой ее части. Результаты этого опыта Долгова для трех почв представлены на рис. 34. На оси абсцисс отложены величины влажности почв, а на оси ординат — электропроводность влажных почв при одинаковой степени уплотнения в обратных омах $\times 10^{-5}$. Как можно видеть, зависимость электропроводности почв от их влажности получилась прямолинейная. Продолжив полученные прямые до их пересечения с осью абсцисс, Долгов нашел те предельные величины влажности, при которых электропроводность делается равной нулю. При сопоставлении этих величин с величинами максимальной гигроскопичности оказывается, что в двух случаях первые немного меньше вторых, а в одном — немного больше. Таким образом, устанавливается, во-первых,

[1] О теплоте смачивания см. ниже.

Таблица 45

Сопоставление величин содержания воздушно-гигроскопической и несвободной влаги

(по данным Буйюкоса, 1917)

Почва	Воздушно-гигроскопическая влажность в %	Содержание несвободной влаги в %
Грубый песок	0,49	1,20
Песок Пленфильд	0,74	3,00
Тонкопесчаный суглинок	1,02	4,24
Песчаный суглинок Ла Кросс	1,29	3,90
Тонкопесчаный суглинок Айоло	1,11	3,11
Суглинок Холланд	1,56	5,28
Пылеватый суглинок Уайт	1,25	3,63
» » Броун	2,85	7,47
» » Кэррингтон	2,73	9,85
» » Маршалль	2,77	9,95
Тяжелый бурый пылеватый суглинок	3,12	10,57
Глинистый суглинок Кэррингтон	3,80	11,24
» » Рамона	4,00	11,25
Пылевато-глинистый суглинок Чайно	5,32	14,59
Глина	4,25	12,78
Глина Сюпириор	4,24	12,32
То же	4,93	12,54

Таблица 46

Общее содержание несвободной и связанной воды в почвах

(по данным Буйюкоса, 1921)

Почва	Всего несвободной воды в %	В том числе связанной в %
Грубый песок	1,56	0,98
Средний песок	1,67	1,36
Тонкопесчаный суглинок	4,39	2,44
Суглинок	8,73	4,58
Пылеватый суглинок	9,65	5,43
Пылевато-иловатый суглинок	13,94	7,62
Иловатый суглинок	13,14	7,30
Перегнойно-иловатый суглинок	15,66	8,60
Глина	15,16	9,30
Глина	15,47	10,55

Таблица 47

Содержание связанной воды и теплота смачивания нескольких почв

(по данным Буйюкоса, 1918)

Наименование почвы	Теплота смачивания в кал/г	Связанная вода в %
Кварцевый песок	0	0
Песок Норфольк	21,6	1,59
Тонкопесчаный суглинок Норфольк	31,2	2,34
Тонкий песок Мичиган	31,3	1,85
» » Пленфильд	94,5	2,94
Тонкопесчаный суглинок Мичиган	135,0	4,24
» » Айоло	135,0	4,25
» » Ханфорд	135,0	4,67
Пылеватый суглинок Уайт	159,0	4,70
Суглинок Хагерстоун	162,0	4,80
Тонкопесчаный суглинок Вернон	167,4	5,90
Пылеватый суглинок Майами	174,2	5,28
Суглинок Холланд	186,3	5,28
Песчаный суглинок Ла Кросс	205,2	3,90
Пылеватый суглинок Майами	221,4	4,62
» » Кирклэнд	294,4	7,20
Глина Лэфкин	297,6	7,45
» Сесиль	337,6	9,60
Суглинок Кэррингтон	345,6	7,29
Пылеватый суглинок Сэммит	348,4	7,63
» » Вернон	359,2	8,34
» » Маршалль	370,0	9,95
» » Кольби	386,2	8,23
» » Маршалль	410,4	10,43
» » Мичиган	437,4	10,51
Глина Хоустон	464,4	10,21
Суглинок Кэррингтон	478,0	11,29
Глинистый суглинок Рамона	507,6	11,24
Глина Сюпириор	515,8	12,32
Пылевато-иловатый суглинок Чайно	696,6	14,59
Черный глинистый суглинок	804,6	13,85

отсутствие электропроводности у некоторой части воды, а во-вторых, то, что содержание этой части воды близко к величине МГ. А так как мы знаем, что содержание прочно связанной воды во всяком случае не превышает величины МГ, то отсюда напрашивается вывод о том, что прочно связанная вода электропроводностью не обладает. Этот вывод представляется вполне естественным, если мы вспомним, что электропроводность воды, лишенной электролитов, ничтожна, а прочно связанная вода тем и отличается — на этом ведь и основан метод определения ее содержания,— что в ней не содержится растворенных веществ.

5. ТЕПЛОТА СМАЧИВАНИЯ ПОЧВ

В этом разделе мы рассмотрим еще одно важное и характерное свойство связанной воды, которое заключается в том, что в процессе связывания воды происходит выделение тепловой энергии. Это свойство носит название теплоты смачивания. Оно было открыто в начале прошлого столетия французским физиком Пулье и заключается в том, что если мы возьмем какое-либо сухое вещество в тонкодисперсном состоянии, т. е. в таком состоянии, когда оно обладает весьма большой поверхностью, и приведем его в соприкосновение с водой или какой-либо иной жидкостью, то в результате этого взаимодействия выделится некоторое количество тепла.

Как известно, всякое тело обладает поверхностной энергией. Величина последней, при прочих равных условиях, тем больше, чем больше удельная поверхность данного тела, т. е. чем выше его дисперсность. Поверхностная энергия данного вещества имеет наибольшее значение тогда, когда оно находится в вакууме. При соприкосновении вещества с воздухом его поверхностная энергия несколько, обычно очень незначительно, уменьшается вследствие адсорбции его поверхностью молекул газов, входящих в состав воздуха. При соприкосновении затем вещества с жидкостью его поверхностная энергия еще уменьшается вследствие адсорбции молекул жидкости. Вот это последнее уменьшение поверхностной энергии тела при переходе его из вакуума в соприкосновение с жидкостью либо из воздуха в соприкосновение с жидкостью и выражается в форме выделения тепловой энергии, которую мы и называем теплотой смачивания.

Явление теплоты смачивания было установлено и для почв, послужив предметом многочисленных исследований.

Каждое вещество при данной дисперсности обладает определенной величиной теплоты смачивания, которую принято выражать в грамм-калориях на 1 г вещества.

Та доля жидкости, которая при смачивании твердого тела переходит в адсорбированное, т. е. прочно связанное состояние, теряет свою молекулярную подвижность. Эти молекулы, выражаясь словами Думанского (1948), теряют «...свою индивидуальную кинетическую энергию», переходя при этом из подвижного в неподвижное, определенным образом ориентированное около твердых частиц состояние. Это положение Думанский (1948) доказал экспериментально. Определив теплоту смачивания крахмала и установив, что ее величина, отнесенная к одной молекуле адсорбированной воды, равна $10{,}4 \times 10^{-14}$ эргов, он сопоставил ее с величиной кинетической энергии одной молекулы воды, которая по его расчетам равна $10{,}04 \times 10^{-14}$ эргов. Совпадение этих двух величин и указывает на то, что теплота смачивания есть та энергия, которая выделяется в результате прекращения движения некоторого количества молекул воды, находившихся до этого в состоянии теплового движения.

Думанский показал также, что величины теплоты смачивания различных веществ, отнесенные к 1 г связанной воды, оказываются одинаковыми, как можно видеть из данных табл. 48, которую мы заимствуем из работы Думанского (1950).

Тот факт, что теплота смачивания, отнесенная к 1 г связанной воды, есть величина постоянная, не зависящая от природы сорбента, также указывает на то, что теплота смачивания имеет своим источником прекращение теплового движения молекул воды.

Думанский отмечает, что полученная величина, в среднем равная 80 кал/г воды, очень близка к скрытой теплоте плавления льда, равной 76,69 кал. Из этого напрашивается вывод о близости физической сущности процессов кристаллизации льда и процесса связывания воды.

Таблица 48

Теплота смачивания различных веществ
(по Думанскому, 1950)

Вещество	Теплота смачивания	
	кал/г вещества	кал/г связанной воды
Желатина, нерастворимая фракция	32,5	80
Агар	44,8	73
Крахмал картофельный	28,1	80
Силикагель	22,7	79
Глина спондиловая	6,17	79
Каолин глуховский	1,05	79
Мыло натриевое стеарат	4,2	72

Расчеты Думанского, относящиеся к крахмалу, показывают, что та вода, связывание которой вызывает выделение теплоты смачивания, образует на поверхности молекул крахмала слой толщиною в одну молекулу (Думанский, 1950).

Таблица 48а

Теплота смачивания разных механических фракций почв в калориях на 1 г почвы
(по данным Каппа, 1930)

Почва	Размер частиц в мм							
	< 0,00125	0,00125 — 0,005	0,005 — 0,01	0,005 — 0,02	0,01 — 0,02	0,02 — 0,035	0,035 — 0,05	0,05 — 1,0
Железная гора	6,56	2,44	0,65	0,65	0,45	0,25	0,00	0,00
Напанни	4,12	1,32	0,43	0,33	0,00	0,00	0,00	0,00
Онтонагон	6,50	2,57	0,43	0,22	0,20	0,00	0,00	0,00
Флорида	15,42	8,43	—	3,85	—	—	0,00	0,00
Майаами	5,61	3,16	0,42	0,32	—	0,15	0,00	0,00
Миссури	18,22	6,02	—	1,11	—	0,54	0,36	0,36
Серозем	5,45	—	—	0,32	—	0,00	0,00	0,00
Брукстон	5,32	1,40	0,74	—	0,17	0,00	—	—
Изабелла	2,13	1,40	0,44	—	0,22	0,00	—	—
Ферма колледжа	5,63	2,83	0,32	—	0,26	0,00	—	—
Гиллсдэль	6,48	4,05	0,85	—	0,40	0,00	—	—
Чиплью	5,63	—	0,65	—	0,00	0,00	—	—

Из сказанного выше о зависимости между теплотой смачивания и величиной удельной поверхности вытекает, что чем тоньше раздроблено данное вещество, тем выше его теплота смачивания. Это полностью относится и к почвам и по отношению к ним было экспериментально проверено Каппом (Карр, 1930). В табл. 48а мы приводим его данные по определению теплоты смачивания различных механических фракций для 12 почв. Из

этих данных мы видим, что верхней границей размера частиц, обладающих теплотой смачивания, является примерно 0,02 мм. Однако более или менее заметным это явление становится лишь начиная с размера частиц 0,001 мм. Тот факт, что в некоторых случаях обладающими теплотой смачивания оказались частицы крупнее 0,02 мм, должен быть объяснен тем, что на их поверхности оставались коллоидные пленки, которые и обусловили это явление.

Данные Каппа относятся к минеральным частицам. Теплотой смачивания обладает и органическая часть почвы. Доказательство этого можно видеть в следующих величинах теплоты смачивания естественных почв и тех же почв, в которых органическое вещество было удалено путем окисления перекисью водорода.

	Теплота смачивания в кал/г
Чернозем, насыщенный Ca	8,18
То же, обработанный H_2O_2	6,55
Аллювиальный суглинок, насыщенный Ca	4,00
То же, обработанный H_2O_2	3,45

Подтверждением того, что гумус также обладает теплотой смачивания, служат и некоторые данные Диме (1946), приведенные в табл. 49.

Так, в четырех нижних горизонтах обыкновенного чернозема, при практически одинаковом содержании илистых частиц (<0,001 мм), равном в среднем 37%, мы находим постепенное уменьшение теплоты смачивания от 799 кал/100 г до 576 кал/100 г, что можно поставить в связь с одновременным уменьшением содержания гумуса с 6,25 до 0,47%.

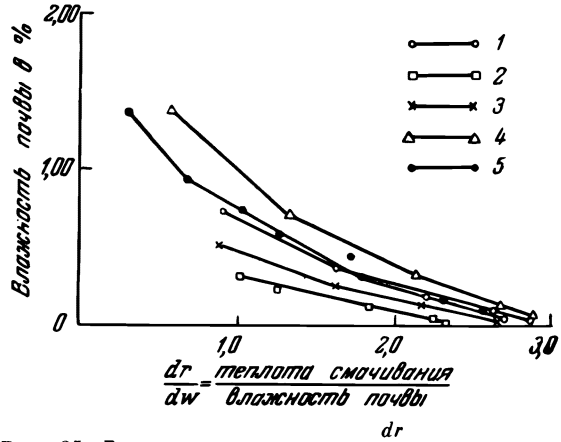


Рис. 35. Зависимость отношения $\frac{dr}{dW}$ от влажности почвы (по данным Митчерлиха).

1 — гумусово-песчаная почва; *2* — песчаная; *3* — суглинисто-песчаная; *4* и *5* — песчано-суглинистая.

Существенный интерес для познания природы связывания воды представляет постепенный ход выделения теплоты смачивания при постепенном же увеличении количества воды, которым смачивается почва. Соответствующий экспериментальный материал мы находим у Митчерлиха (Mitscherlich, 1901). Не приводя его цифровых данных, обратимся к графикам (рис. 35 и 36), построенным нами на основании этих данных. На графиках по оси ординат отложено количество воды, прибавленное к почве, в процентах от веса последней. По оси же абсцисс отложена величина отношения $\frac{dr}{dW}$, где dr — приращение теплоты смачивания, вызванное добавкой воды в количестве dW. Форма полученных графиков указывает, что величина отношения $\frac{dr}{dW}$ в общем уменьшается с увеличением влажности почвы; при связывании (адсорбции) первых порций воды выделяется больше тепла (при расчете на определенное количество воды), нежели при связывании последующих порций. Из этого можно сделать вывод, что

характер и прочность связи адсорбируемой воды с почвенными частицами в процессе адсорбции меняется, причем прочность этой связи постепенно уменьшается. Это, в свою очередь, может служить указанием на то, что оболочка сорбированной воды многослойная, т. е. состоит из нескольких слоев молекул воды, причем каждый из последующих (более внешних) слоев удерживается меньшими силами, нежели предыдущий.

Андрианов (1937) нашел, что для 26 исследованных им почв толщина слоя воды, сорбция которой вызывает выделение теплоты смачивания, варьировала от 1,68 до 4,89 диаметра молекулы воды. В то же время Беренс (Behrens, 1935) оценивает толщину этого слоя в 1,2 диаметра молекулы воды. Такую же величину дают Думанский и Войцеховский (1948) применительно к крахмалу.

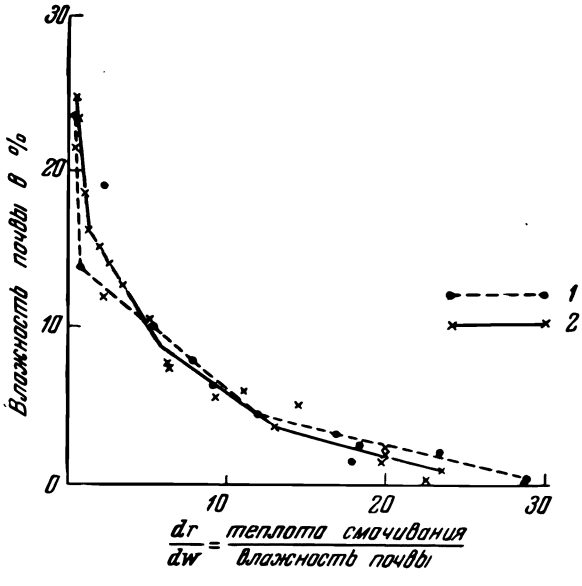


Рис. 36. Зависимость отношения $\frac{dr}{dW}$ от влажности почвы (по данным Митчерлиха)

1 — болотная почва; *2* — тяжелая глинистая почва.

Зуев и Гапон (1948) на основании своих экспериментальных исследований приходят к выводу о том, что дифференциальная работа смачивания уменьшается по мере увеличения влажности почвы. При этом ими установлено, что в отдельных интервалах влажности почвы величина теплоты смачивания связана с величиной влажности линейной зависимостью.

Громадное большинство исследователей, изучавших вопрос о зависимости между величиной влажности почвы и теплотой смачивания, подготовляли почву либо путем ее высушивания при температуре не свыше 105°, либо же путем длительного ее выдерживания, до установления равновесного состояния, над растворами серной кислоты различной концентрации. Только в двух работах—Буйюкоса (Bouyoucos, 1925) и Хозе Мордекай (Hose Mordecai, 1937) имеются попытки исследовать влияние на величину теплоты смачивания нагрева до температур, превышающих 100°.

Хозе Мордекай (1937) работал с коллоидами (размер частиц не указан), выделенными из четырех различных почв. Все коллоиды были лишены органического вещества и насыщены водородом. Коллоиды нагревались до различных температур, указанных в табл. 50, причем определялась потеря в весе (количество выделившейся влаги) и теплота смачивания прогретого коллоида.

Как можно видеть из табл. 50, в пределах до 110° выделяется 70—80% от общего количества влаги, которое может выделиться при нагреве до 500° (наивысшая применявшаяся температура). Теплота смачивания при этом достигала 9—15 кал/г, т. е. обычных величин, с которыми мы будем иметь дело и дальше. Дальнейшее повышение температуры нагрева до 200° в большинстве случаев несколько, но в общем незначительно, увеличило теплоту смачивания. Новое повышение температуры нагрева до

Таблица 49

Сравнительная характеристика нескольких почв по теплоте смачивания, максимальной гигроскопичности, содержанию ила и гумуса
(по данным Димо, 1946)

Почва	Горизонт	Глубина взятия образца в см	Теплота смачивания в кал/100 г	Содержание ила (<0,001 мм) в %	Отношение теплоты смачивания к содержанию ила	Максимальная гигроскопичность в %	Отношение теплоты смачивания к максимальной гигроскопичности	Содержание гумуса в %
Среднеподзолистая тяжелосуглинистая почва	A_1	4—11	212	15,88	13	4,09	53	2,23
	A_2	17—24	190	11,57	16	3,64	52	0,65
	B_1	33—40	361	27,91	13	7,83	46	0,25
	B_3	90—100	447	33,62	13	8,72	41	0,19
Краснозем глинистый	A_1	0—20	594	26,03	23	10,16	58	5,82
	A_2	25—35	464	36,35	13	10,06	46	4,48
	B_1	50—60	471	41,09	11	11,58	41	2,21
	B_2	95—100	587	50,12	12	15,79	37	1,44
Обыкновенный глинистый чернозем	A_0	0—10	851	33,89	25	12,50	68	10,11
	A_1	25—35	799	36,46	26	12,32	65	6,25
	B_1	60—70	756	37,00	20	11,34	67	2,83
	B_2	80—90	623	37,43	17	10,39	60	1,16
	C_1	130—140	576	36,82	16	9,87	58	0,47
Солонец корковый глинистый	$A_1 + A_2$	0—2	623	20,37	33	9,37	67	4,08
	B_1	4—10	654	35,10	19	10,84	60	4,98
	B_2	17—25	791	42,55	19	13,41	59	3,27
	B_3	32—42	797	41,73	19	13,82	58	1,86
	B/C	50—60	570	39,36	14	12,60	45	0,77
	C_1	90—100	493	37,97	13	11,27	44	0,52
	C_2	112—122	609	41,43	15	11,17	55	0,55

340° вызвало очень резкое увеличение теплоты смачивания, которая достигла 40—65 кал/г — величин, которых, насколько нам известно, другие исследователи не получали. Переход к температуре 400° вызвал некоторое изменение в величине теплоты смачивания — в одних случаях в сторону увеличения, в других — в сторону уменьшения. Повышение температуры нагрева после этого до 500° вызвало уменьшение величины теплоты смачивания до нуля, т. е. полное исчезновение этого явления. Таким образом, максимальной величины, и при этом весьма значительной, теплота смачивания достигает при нагреве коллоидов почвы до 340—400°, когда в коллоиде остается не свыше 10% от общего количества влаги, удаляющейся при нагреве до 500°.

Исчезновение явления теплоты смачивания в интервале нагрева от 400 до 500° Хозе Мордекай объясняет разрушением кристаллической решетки. Со своей стороны, мы думаем, что это разрушение должно сопровождаться некоторым спеканием частиц, что ведет за собой резкое уменьшение их поверхности.

Таблица 50

Изменение содержания влаги и теплоты смачивания почвенных коллоидов при нагревании их до различных температур
(по данным Хозе Мордекай, 1937)

Температура нагрева в °С	Коллоиды из почв							
	Альтамонт		Айоло		Вина		Айнен	
	остаток влаги в %	теплота смачив. в кал/г	остаток влаги в %	теплота смачив. в кал/г	остаток влаги в %	теплота смачив. в кал/г	остаток влаги в %	теплота смачив. в кал/г
Комнатная	100,00	2,45	100,00	1,45	100,00	—	100,00	0,99
47	57,93	3,88	56,43	1,94	67,00	2,81	54,15	1,09
70	29,03	5,53	27,07	4,39	33,49	6,33	35,77	6,36
110	23,75	10,59	21,88	9,10	28,59	15,45	33,94	10,96
200	18,42	11,01	18,35	18,03	25,24	15,19	30,43	8,32
340	9,83	—	10,86	65,13	16,70	41,00	8,84	43,89
400	4,89	34,23	2,33	61,13	8,57	45,49	3,60	55,60
500	0,0	7,34	0,0	0,0	0,0	3,50	0,0	0,0

Дать объяснение остальным обнаруженным им явлениям и, в частности, резкому увеличению теплоты смачивания при нагреве в интервале 200—400° Хозе Мордекай затрудняется.

Существенный интерес для познания природы теплоты смачивания почв имеют опыты, проводившиеся с целью выяснить влияние состава обменных катионов на величину теплоты смачивания.

Одним из результатов этих исследований явился взгляд, сущность которого заключается в том, что теплота смачивания почв есть не что иное, как теплота гидратации обменных катионов. Этот взгляд тесно примыкает к воззрениям Фагелера на природу почвенной влаги и законы и причины ее передвижения — воззрений, о которых мы уже упоминали выше.

Однако в эти воззрения Фагелера была введена существенная поправка Янертом (Janert, 1934). Янерт указал на то, что Фагелер ошибался, рассматривая в своих расчетах и построениях обменные катионы как катионы свободные. Поэтому и формулы Фагелера для вычисления максимальной гигроскопичности из величины гидратации ионов и теплоты смачивания — из теплоты гидратации ионов не верны, ибо обменные ионы не являются свободными. Янерт сделал попытку определить отношение между теплотой гидратации обменных ионов и теплотой гидратации свободных ионов для нескольких глин. Теплоты гидратации свободных ионов равны:

Ионы	Кал. на 1 мг-экв.
H	247
Na	94
K	75
Mg	229,5
Ca	174,5

Определив теплоту смачивания для шести глин, насыщенных различными катионами, Янерт вычислил отношение теплоты гидратации соответствующего иона в свободном состоянии к теплоте смачивания глины, насыщенной тем же ионом, причем теплота смачивания глины была взята для того ее количества, которое соответствует 1 мг-экв. обменного катиона. Отношения, найденные Янертом, приведены в табл. 51.

Таблица 51

Величины отношенй теплоты гидратации катиона в свободном состоянии к теплоте смачивания глины, насыщенной тем же катионом

(по данным Янерта, 1934)

Название глины	Величины отношений для катионов					Емкость обмена в мг-экв. на 100 г
	H	Mg	Ca	K	Na	
Триас	11,5	9,1	6,7	5,0	4,9	25
Барнфильд	11,8	—	7,5	5,2	4,9	26
Кэрз	11,5	—	7,0	—	—	40
Ротамстед	11,3	—	6,8	5,3	5,1	41
Нижний лейяс	11,5	9,0	7,0	5,0	4,9	42
Оолит	—	—	7,0	—	4,7	45
Среднее . . .	11,5	9,0	7,0	5,1	4,9	—

Рассматривая эту таблицу, мы видим, что для разных катионов получились разные величины, но для каждого данного катиона эта величина колеблется в незначительных пределах, не выходящих за пределы возможных ошибок определения, что позволяет считать ее величиной, характерной для данного катиона. Эта величина, по мнению Янерта, характеризует «степень адсорбированности» данного катиона. Наиболее сильно адсорбирован водород, который в обменном состоянии дает лишь $\frac{1}{11,5}$ присущей ему в свободном состоянии теплоты гидратации. Наоборот, наиболее слабо адсорбирован катион натрия, который дает $\frac{1}{4,9}$ присущей ему в свободном состоянии теплоты гидратации.

Другими словами, Янерт считает, что теплота смачивания почвы представляет собой определенную долю теплоты гидратации обменных катионов, причем эта доля является величиной, характерной для данного катиона. Зная состав обменных катионов и величины указанных выше отношений, можно вычислять теплоту смачивания по формуле:

$$B_w = \frac{1}{100}\left(\mathrm{H}\,\frac{247}{11,5} + \frac{\mathrm{Mg}}{2}\,\frac{229,5}{9,0} + \frac{\mathrm{Ca}}{2}\,\frac{174,5}{7,0} + \mathrm{K}\,\frac{75}{5,1} + \mathrm{Na}\,\frac{94}{4,9}\right),$$

где B_w — теплота смачивания в кал/г;

H, $\frac{\mathrm{Mg}}{2}$ и т. д. — величины содержания соответствующих обменных катионов в м-экв. на 100 г почвы.

Для почв, не содержащих обменных натрия и калия, автор предлагает упрощенную осредненную формулу

$$B_w = \frac{1}{100}\,T \cdot \frac{217}{9,17},$$

где T — сумма обменных катионов.

Из этой формулы следует, что

$$T = 4,2B_w.$$

При помощи этой формулы Янерт вычислил величину T по величине B_w и нашел хорошее совпадение с величинами T, определенными непосредственно.

Выводы Янерта были энергично поддержаны Антиповым-Каратаевым с сотрудниками (1935). Отношения, приведенные в табл. 51, были вычислены и этими авторами, работавшими с южным черноземом из Заволжья, причем получились следующие величины:

	Li	Na	K	Mg	Ca	H
По данным Антипова-Каратаева с сотрудниками . . .	5,92	5,00	5,97	9,42	7,32	10,83
По данным Янерта	—	4,9	5,1	9,0	7,0	11,5

Схождение, как видим, весьма удовлетворительное и тем более, казалось бы, значимое, что в то время как Янерт работал с глинами, Антипов-Каратаев с сотрудниками в качестве объекта имели чернозем —почву, достаточно богатую гумусом.

Однако приведенных данных все же, конечно, недостаточно для того, чтобы считать выводы Янерта доказанными. Они должны быть проверены на более широком экспериментальном материале. К сожалению, такого материала в литературе не так много. В табл. 52 мы приводим все те данные, которые нам удалось собрать. В этой таблице даются величины отношений $\frac{\text{теплота смачивания}}{\text{емкость обмена}}$, т. е., другими словами,— величины теплот смачивания, отнесенные к 1 м-экв. Если принять взгляды Янерта, то эти величины характеризуют собою величины теплоты гидратации обменных ионов в калориях на 1 м-экв.

Сопоставляя между собой данные, приведенные в этой таблице, мы видим, что величины отношений оказываются совсем уже не столь постоянными, как это должно было бы быть, если бы воззрения Янерта и Антипова-Каратаева соответствовали действительности. Особенно резко выделяется вся группа данных, полученных Пейтом (Pate, 1925). В этом случае величины отношений превышают таковые, полученные другими авторами, в 1,5—2, а иногда и в 2,5 раза. Но даже если мы исключим данные этого исследователя (они могут быть недостаточно точными, так как из шести исследованных им почв четыре имели очень низкую емкость обмена, не превышавшую 3,5 м-экв., что могло быть причиной существенных ошибок), то и в этом случае все же варьирование величин отношений окажется весьма значительным, явно далеко выходящим за пределы возможных ошибок определений. Так, например, для иона водорода эти отношения колеблются (исключая данные Пейта) от 18,3 до 45,4, для кальция — от 17,7 до 26,0 и т. д. Таким образом, величины отношений, найденные Янертом, явно не могут считаться универсальными. Вместе с тем, если мы составим для каждого из случаев, приведенных в табл. 52, ряды катионов в порядке увеличения или уменьшения величин указанных в этой таблице отношений, то окажется, что почти во всех этих рядах катионы расположатся в одном и том же порядке.

Этот ряд для пяти катионов, для которых имеется достаточное количество данных, выглядит следующим образом:

$$Mg > Ca > H > Na > K.$$

Этот же ряд (за исключением калия) мы находим и в работе Зуева и Гапона (1948).

В этот ряд не укладываются только данные Пейта, которые, однако, по вышеприведенным соображениям, нельзя считать достаточно надежными.

Таблица 52

Величины отношений $\frac{\text{теплота смачивания}}{\text{емкость обмена}}$ для различных почв, насыщенных полностью каким-либо одним катионом

Название почвы	Насыщающие катионы								Источник
	H	Li	NH_4	Na	K	Mg	Ca	Ba	
Глина Триас	21,4	—	—	19,2	15,0	25,3	26,0	—	Янерт (1924)
» Барнфилд . . .	20,9	—	—	19,2	14,4	—	23,3	—	
» Кэрз	21,4	—	—	—	—	—	25,0	—	
» Ротамстед . . .	21,9	—	—	18,4	14,1	—	25,6	—	
» Нижний лейяс	21,9	—	—	19,2	15,0	25,5	25,0	—	
» Оолит	21,4	—	—	20,0	—	—	25,0	—	
Южный чернозем . . .	23,6	22,1	—	19,4	12,9	24,4	23,7	21,6	Антипов-Каратаев (1935)
Каштановая	21,4	13,4	—	14,1	—	18,9	21,7	15,9	Шаврыгин (1936)
Чернозем	16,9	—	—	14,3	—	18,4	17,7	—	Гапон и Зуев (1948)
Почва Патнам	20,9	18,5	—	18,5	14,6	—	23,1	21,4	Бевер и Винтеркорн (1935)
» Уэбэш	17,8	14,6	—	14,9	—	—	19,6	19,1	
» Лэфкин	18,3	—	—	—	—	—	—	—	
» Сэсквеганна . .	24,9	—	—	—	—	—	—	—	
» Сесиль	45,4	—	—	—	—	—	—	—	
» Норфольк . . .	31,2	—	34,7	33,0	30,6	29,4	36,0	32,4	Пейт (1925)
» Кларксфилд . .	32,5	—	29,2	35,8	30,7	36,9	38,0	32,5	
» Хольстон	35,2	—	38,9	48,6	41,0	44,0	49,2	47,7	
» Гринвиль . . .	48,3	—	45,7	50,4	51,2	50,9	53,5	51,5	
» Холливуд . . .	24,4	—	18,9	25,1	18,4	33,6	33,4	27,8	
» Октиббега . . .	33,8	—	23,6	26,4	20,4	36,0	36,0	34,1	
Бентонит	17,8	—	—	16,8	8,8	19,4	22,0	—	Альтен и Курмис (1935)

В приведенном только что ряду в отдельных случаях меняются местами кальций и магний. Остальные же катионы во всех исследованных случаях располагаются в указанном порядке.

Сопоставляя этот ряд с рядом величин теплоты гидратации свободных катионов

$$\frac{\text{Mg}}{229,5}\quad\frac{\text{Ca}}{174}\quad\frac{\text{H}}{247}\quad\frac{\text{Na}}{94}\quad\frac{\text{K}}{75},$$

мы видим, что в пределах одной и той же валентности ионы располагаются в порядке присущих им величин теплоты гидратации.

Взглядам Янерта противоречат результаты исследований Альтена и Курмиса (Alten und Kurmies, 1935), хотя сами они эти взгляды разделяют. Они определяли теплоту смачивания бентонита, насыщенного различными катионами, причем смачивание производилось как чистой водой, так и растворами хлоридов соответствующих катионов различных концентраций. Результаты этих опытов представлены в табл. 53.

Таблица 53

Теплота смачивания бентонита, насыщенного различными катионами
(по данным Альтена и Курмиса, 1935)

Смачивающая жидкость	Теплота смачивания бентонита (в кал/г), насыщенного катионом:				
	Na	K	Mg	Ca	H
Вода	10,0	8,4	18,4	20,9	16,9
0,1 н. раствор хлорида катиона . .	14,9	8,0	18,4	21,1	—
0,2 н. » » » . .	14,9	8,2	18,4	21,3	—
0,5 н. » » » . .	14,5	8,2	18,3	21,2	—
1,0 н. » » » . .	14,7	8,0	18,9	20,9	—
2 н. » » » . .	14,6	7,7	17,8	20,0	—

Из этих данных видно, что концентрация солевого раствора не оказала никакого влияния на величину теплоты смачивания. Авторы отмечают, что это противоречит их взглядам, так как степень гидратации обменных катионов, а следовательно, и количество тепла, выделяющегося при этой гидратации, должны уменьшаться с увеличением концентрации солевого раствора.

Прежде чем высказать окончательное суждение о вероятной природе явления теплоты смачивания почв, рассмотрим еще две серии данных, принадлежащих Андерсону и Беверу и Винтеркорну.

У Андерсона (Anderson, 1929) мы находим данные, характеризующие некоторые свойства небольшой серии почвенных коллоидов, различающихся по своему составу, характеризуемому молекулярным отношением $SiO_2 : R_2O_3$. В табл. 54 приводим те из этих данных, которые имеют отношение к рассматриваемому нами вопросу.

Таблица 54

Некоторые свойства почвенных коллоидов (все коллоиды насыщены Ca)
(по данным Андерсона, 1929)

Свойства	Почвы, из которых выделены коллоиды						
	Фаллу	Шаркей	Маршалль	Сассафрас	Норфолк	Сесиль	Найп
Молекулярное отношение $SiO_2 : R_2O_3$	3,62	3,11	2,73	1,85	1,60	1,20	0,31
Теплота смачивания в кал/г . . .	18,4	17,8	14,4	10,3	8,1	5,7	6,6
Емкость обмена в м-экв.	1,13	0,77	0,61	0,24	0,15	0,10	0,04
Отношение теплоты смачивания к емкости обмена	16,3	23,1	23,6	42,9	54,0	57,0	165,0
Отношение теплоты гидратации Ca к теплоте смачивания, рассчитанной на 1 м-экв	10,7	7,6	7,4	4,1	3,2	3,1	1,06

Аналогичные данные мы находим и у Бевера и Винтеркорна (1935), с той только разницей, что их данные относятся к коллоидам, насыщенным водородом. В табл. 55 приводим эти данные.

Таблица 55

Некоторые свойства почвенных коллоидов, насыщенных H

(по данным Бевера и Винтеркорна, 1935)

Свойства	Почвы, из которых выделены коллоиды				
	Лэфкин	Уэбэш	Пэтнам	Сэсквеганна	Сесиль
Молекулярное отношение $SiO_2 : R_2O_3$	3,8	3,2	3,2	2,3	1,3
Теплота смачивания в кал/г	15,0	13,9	13,8	11,7	5,9
Емкость обмена в м-экв/г	0,82	0,78	0,65	0,47	0,13
Отношение теплоты смачивания к емкости обмена	18,3	17,8	21,2	24,9	45,4
Отношение теплоты гидратации H к теплоте смачивания, рассчитанной на 1 м-экв	13,5	13,9	11,6	10,0	5,4

Из данных обеих последних таблиц видно, что между величиной молекулярного отношения $SiO_2 : R_2O_3$, с одной стороны, и остальными величинами и выведенными из них отношениями — с другой, имеется совершенно определенная коррелятивная связь. Емкость обмена, теплота смачивания и Янертовское отношение $\frac{\text{теплота гидратации иона}}{\text{теплота смачивания почвы}}$ с уменьшением молекулярного отношения также уменьшаются, а отношение $\frac{\text{теплота смачивания}}{\text{емкость обмена}}$ возрастает. Так как все данные в каждом случае относятся к коллоидам, насыщенным одним катионом,— кальцием или водородом, то мы окончательно можем заключить, что численные соотношения, полученные Янертом и считавшиеся им характерными для каждого из изучавшихся им ионов, на самом деле не являются постоянными величинами и изменяются в зависимости прежде всего от величины молекулярного отношения $SiO_2 : R_2O_3$ коллоидов.

В чем смысл влияния этой последней величины? Из всего, что мы знаем в настоящее время о почвенных коллоидах, мы можем с уверенностью утверждать, что ее изменение свидетельствует прежде всего о том, что вместе с нею меняется и минералогическая природа коллоидов. Если в коллоидах Фаллу, Шаркей, Маршалль, Лэфкин, Уэбэш и Пэтнам преобладают, вероятно, вторичные алюмосиликаты типа монтмориллонита или серицита, то в коллоидах Сассафрас, Норфольк и Сэсквеганна характерными являются каолинит или галлуазит, к которым в коллоиде Сесиль в значительном количестве примешаны кристаллические гидроокиси — гидраргиллит или лимонит. В коллоиде Найп последние резко преобладают.

Следовательно, с изменением минералогической природы почвенных коллоидов, наряду с изменением многих других их свойств, меняются и те показатели, которые связаны с выделением теплоты смачивания. Наблюдения Янерта и выведенные им численные характеристики относятся лишь к определенной группе коллоидов,—вероятно, к тому наиболее распространенному случаю, когда коллоиды представляют собой смесь по преимуществу монтмориллонита и серицита.

Из всего сказанного о влиянии обменных катионов на теплоту смачивания мы можем сделать следующие выводы.

Во-первых, совершенно несомненно, что такое влияние существует. Об этом свидетельствует постоянство того ряда катионов, который мы привели выше, на стр. 148.

Во-вторых, это влияние имеет своей природой теплоту гидратации обменных катионов. Об этом свидетельствует постоянство отношений $\frac{\text{теплота гидратации катионов}}{\text{теплота смачивания почв}}$ и $\frac{\text{теплота смачивания}}{\text{емкость обмена}}$, наблюдающиеся для коллоидов с близким составом.

Можно ли, однако, делать из этого тот вывод, который делает Янерт, т. е. что вся теплота смачивания почв целиком представляет собой теплоту гидратации обменных катионов?

Нам кажется, что рассмотренные материалы не дают основания для такого вывода. Доля теплоты гидратации обменных катионов в общей величине теплоты смачивания может быть различной, и весьма вероятно, что она меняется как в зависимости от природы обменного катиона, так и от природы самих коллоидов. Данные Андерсона и Бевера и Винтеркорна как будто говорят о том, что эта доля уменьшается с понижением молекулярного отношения $SiO_2 : R_2O_3$, ибо емкость обмена падает гораздо быстрее, нежели теплота смачивания, но считать такой вывод достоверным пока нельзя.

Можно ли считать отношение $\frac{\text{теплота гидратации катиона}}{\text{теплота смачивания}}$ мерой «степени адсорбированности» катионов, как это предлагает Янерт, или мерой степени диссоциации обменных катионов, как это думает Антипов-Каратаев? Вероятно, что какая-то зависимость между величиной этого отношения, с одной стороны, и этими свойствами — с другой, существует. Но считать эту зависимость простой пока нет никаких оснований. На отсутствие такой простой зависимости настойчиво указывают также Зуев и Гапон, исходя из чисто теоретических соображений (1948).

Напомним, что Думанский (1935) в результате своих исследований также пришел к выводу, что теплота гидратации обменных катионов может составлять лишь некоторую часть теплоты смачивания.

Из сказанного вытекает, что процесс адсорбции влаги — жидкой или парообразной, — с окончанием которого почва теряет способность выделять теплоту смачивания, в какой-то мере является процессом гидратации обменных катионов. Но отождествлять эти два процесса между собой у нас нет никаких оснований. Дело еще будущих исследований — выяснить точно, какую долю в сорбции водяного пара составляет только что упомянутое явление — гидратация обменных катионов и какую — связывание молекул воды непосредственно поверхностью почвенных частиц.

Однако, припоминая то, что мы установили по вопросу о влиянии состава обменных катионов на сорбцию воды в парообразной форме, а также учитывая абсолютные величины Янертовских отношений, мы можем с достаточной долей вероятности утверждать, что гидратация обменных катионов в связывании воды, а следовательно, и в выделении теплоты смачивания играет второстепенную роль, главную же роль играет связывание воды самой поверхностью частиц. К такому же выводу приходят и Винтеркорн и Эккерт (Winterkorn and Eckert, 1940). Эти исследователи, ссылаясь на тот факт, что абсолютные величины теплоты смачивания мало изменяются с изменением состава обменных катионов, вполне справедливо указывают, что большая часть теплоты смачивания выделяется в результате гидратации самой поверхности частиц, а отнюдь не обменных катионов.

Если же это так, то количество связываемой воды должно находиться в каком-то простом соотношении с величинами максимальной и простой (соответствующей воздушно-сухому состоянию) гигроскопичности. Поэтому естественно, что ряд исследователей пытался найти зависимость между теплотой смачивания и величиной простой или максимальной гигроскопичности.

Митчерлих (Mitscherlich, 1901), следуя Родевальду, считал, что гигроскопичность почвы есть то количество воды, при поглощении которого прекращается выделение теплоты смачивания почвы. В этот момент, по его мнению, заканчивается покрытие частиц почвы слоем воды толщиною в одну молекулу. Другими словами, по мнению Родевальда и Митчерлиха, теплота смачивания есть то количество энергии, которое возникает при образовании мономолекулярного слоя воды на почвенных частицах, причем соответствующее количество воды измеряет собой максимальную гигроскопичность почв.

Работы Зуева и Гапона и обработка данных самого Митчерлиха показали, как мы уже видели, что первоначальные представления Митчерлиха не отвечают действительности в том смысле, что окончанию выделения теплоты смачивания соответствует образование не однослойной, а многослойной водной оболочки.

Позднее и Митчерлих, основываясь на данных Эренберга, стал считать, что при влажности, равной максимальной гигроскопичности, частицы покрываются слоем воды толщиною в 10 молекул.

Митчерлихом же (1901) было установлено, что количество воды, сорбируемое почвой из воздуха, упругость пара в котором равна 0,942 и соответствует упругости водяного пара над 10%-ной серной кислотой, как раз равняется максимальной гигроскопичности почвы в вышеуказанном смысле этого слова.

На этом и основан метод Митчерлиха определения максимальной гигроскопичности почв над 10%-ной серной кислотой, получивший весьма широкое применение.

Вопрос о наличии определенной количественной зависимости между теплотой смачивания и гигроскопичностью почвы изучался Андриановым. Он указывает (1940) на то, что и теплота смачивания и гигроскопичность почвы находятся в прямой зависимости от двух величин: 1) от размеров удельной поверхности и 2) от ее гидрофильности. Выражая эти зависимости математически, получаем:

$$Q = K \cdot S\Phi$$

и

$$W = K_1 S\Phi,$$

где Q — величина теплоты смачивания в кал/г;
S — величина удельной поверхности;
Φ — величина гидрофильности;
W — величина гигроскопической влажности;
K и K_1 — коэффициенты пропорциональности.

Разделив первое уравнение на второе, получаем

$$\frac{Q}{W} = \frac{K}{K_1} = \text{const},$$

т. е. отношение теплоты смачивания к содержанию гигроскопической влаги при данных условиях должно быть величиной постоянной.

Это отношение Андрианов определил экспериментально для двух случаев: когда почвы были воздушно-сухими, т. е. имели влажность, равную воздушно-сухой гигроскопичности, и когда их влажность была равна максимальной гигроскопичности.

Соотношение между теплотой смачивания и воздушно-сухой гигроскопичностью по его данным оказалось варьирующим от 0,78 до 1,25 и в среднем равным 0,97. Обработав таким же образом данные Пури и Хууна (Puri and Hoon, 1939), Андрианов нашел, что искомая величина варьирует от 0,46 до 3,35, т. е. уже значительно сильнее, чем

по определениям самого Андрианова. Средняя величина в последнем случае оказалась равной 1,21. Данные Андрианова и Пури и Хууна изображены нами в форме диаграммы рассеяния на рис. 37. Как можно видеть из этого рисунка, рассеивание получается значительным, особенно для данных Пури и Хууна. Андрианов, однако, справедливо указывает на то, что такое рассеяние вполне естественно, поскольку величина воздушной гигроскопичности может сильно варьировать в зависимости от влажности воздуха в помещении, где хранится почва.

Поэтому больший интерес может представить отношение величины теплоты смачивания к величине максимальной гигроскопичности. Андрианов (1931 и 1937) нашел это отношение равным 0,517[1].

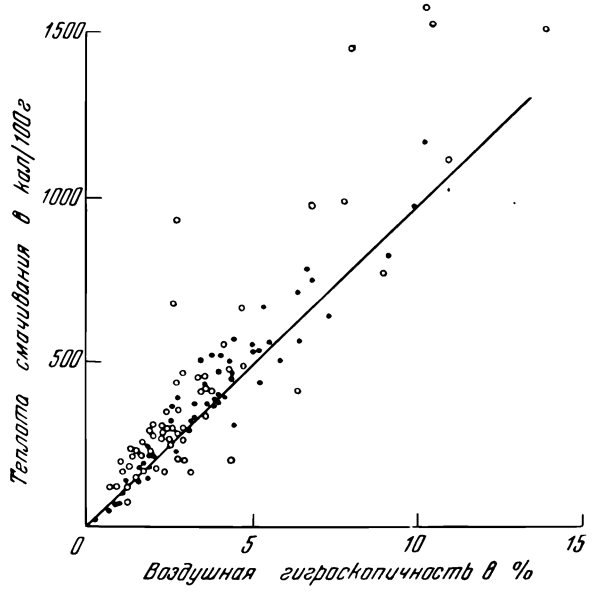


Рис. 37. Зависимость теплоты смачивания от величины воздушной гидроскопичности почв (по данным Андрианова и Пури и Хууна).

Точками отмечены данные Андрианова, кружками — данные Пури и Хууна.

Янерт (1931), используя данные Цункера (Zunker, 1928), дает величину 0,5, т. е. очень близкую. Выводы обоих этих авторов оспариваются Димо (1946), которая нашла, что искомое отношение для изученных ею 20 образцов почв варьировало от 0,37[1] до 0,68[1] (см. табл. 49). Данные Андрианова, Янерта и Димо мы приводим на рис. 38 в виде диаграммы рассеяния. В этом случае рассеяние получилось значительно меньшим, нежели на рис. 37, однако все же степень варьирования позволяет утверждать, что оно имеет в основе естественные причины и не является лишь результатом ошибок определения. Об этом весьма красноречиво свидетельствуют и данные Димо (1946), если их сопоставлять в пределах каждого почвенного профиля. Во всех изученных ею разрезах интересующая нас величина совершенно закономерно убывает от верхних горизонтов к нижним. Объяснить такую закономерность без дополнительных исследований нельзя, но существование ее несомненно и она говорит о том, что коэффициенты пропорциональности в вышеприведенных формулах Андрианова не являются постоянными величинами, т. е. что величины теплоты смачивания и максимальной гигроскопичности зависят не только от удельной поверхности и гидрофильности, но еще и от каких-то явлений. В числе последних можно назвать явления набухания, которые также могут вызывать выделение теплоты, на что еще в 1900 г. указывал Роде-

[1] Такое вычисление отношений является неправильным, так как величина теплоты смачивания берется в калориях на 1 г почвы, а гигроскопичность — в граммах на 100 г. почвы. Нужно и то и другое брать либо на 1 г, либо на 100 г почвы. Поэтому все эти отношения нужно увеличить в 100 раз.

вальд (1900). Тот факт, что по данным Димо теплота смачивания в верхних, гумусовых горизонтах выше, чем в нижних, как раз и может быть объяснен тем, что в верхних горизонтах, помимо теплоты смачивания, выделяется еще и теплота набухания гумуса.

В связи с вопросом о зависимости между теплотой смачивания, с одной стороны, и величиной максимальной гигроскопичности — с другой, представляется интересным проверить правильность положения Митчерлиха о том, что выделение теплоты смачивания почвой прекращается как раз по достижении последней влажности, равной величине максимальной гигроскопичности. Мы уже знакомы с последним явлением и знаем, что при определении максимальной гигроскопичности имеет место и капиллярная конденсация, т. е. процесс, не связанный с выделением теплоты смачивания. Поэтому мы вправе заранее высказать сомнение в том, что

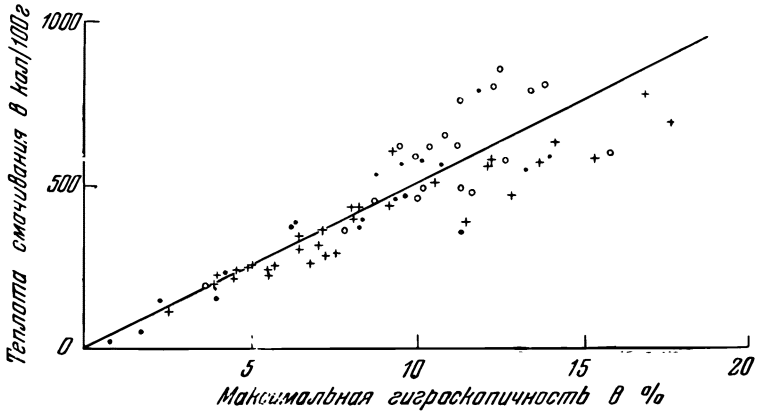


Рис. 38. Зависимость теплоты смачивания почв от величины МГ (по данным Андрианова, Димо и Цункера).

Точками отмечены данные Андрианова, кружками — данные Димо, крестиками — данные Цункера.

положение Митчерлиха соответствует действительности. Можно предположить, что то количество влаги, связывание которого сопровождается выделением тепла, должно быть меньше величины максимальной гигроскопичности, определяемой обычными методами, в том числе и методом Митчерлиха над 10%-ной серной кислотой.

Данные для решения этого вопроса мы находим у Андрианова; он приводит величины теплоты смачивания r_0 и величины $W_н$ — влажности почвы, при которой теплота смачивания делается равной нулю. Мы вычислили величины отношений $\frac{r_0}{W_н}$, в которых r_0 выражено в кал/г, а $W_н$ — в граммах на 1 г сухой почвы. Величины этих отношений для 26 почв оказались варьирующими от 36 до 114, в среднем составив 80, как это видно из табл. 56

Сильное варьирование может быть объяснено тем, что Андрианов работал главным образом с почвами легкого механического состава, у которых измеряемые величины очень малы и поэтому при их определении возможны значительные ошибки.

Отметим, что для крахмала Думанский и Войцеховский (1948) нашли эту величину равной 84 кал/г, а в среднем для разных веществ она равна 80 кал/г (Думанский, 1950).

Величину $\frac{r_0}{W_н}$ можно найти в работах и других исследователей.

Сводку их дает Беренс (Behrens, 1935):

	Величина отношения $\frac{r_0}{W_н}$
По данным Митчерлиха	88
» » Янерта . .	57
» » Мирча . .	81
» » Ремера . .	80
» » Беренса . .	75
» » Андрианова	80

Сопоставим это отношение с отношением $\frac{r_0}{W_м}$, где $W_м$ есть максимальная гигроскопичность. Это отношение, как мы уже знаем из данных Андрианова и Янерта, равно 0,5, если величину $W_м$ выражать в процентах от веса сухой почвы. Если в этом случае выразить и максимальную

Таблица 56

Величина отношения $\frac{r_0}{W_н}$ для нескольких почв

(по данным Андриэновэ, 1937)

Почва	r_0 в кал. на 1 г почвы	$W_н$ в г на 1 г почвы	$\frac{r_0}{W_н}$
Торфянистая	17,86	0,1955	90
»	15,27	0,1781	86
Тяжелая глинистая . .	15,10	0,2191	69
Чернозем	9,62	0,1513	64
»	6,92	0,1046	66
Серая	3,62	0,053	68
Суглинистая	2,43	0,027	90
»	2,19	0,0243	90
»	1,93	0,0222	88
Супесчаная	1,75	0,0162	108
»	1,70	0,0162	105
»	1,56	0,0178	88
»	1,61	0,0141	114
Подзолистая	1,45	0,028	52
Супесчаная	1,43	0,0172	83
Подзолистая	1,40	0,029	48
»	1,32	0,037	36
Супесчаная	1,27	0,0134	95
Подзолистая	1,26	0,027	47
Супесчаная	1,16	0,011	104
»	1,12	0,0115	108
»	1,09	0,0168	65
Песчаная	1,03	0,0100	103
»	0,91	0,0136	67
»	0,90	0,013	69
»	0,81	0,0106	76
Среднее . . .	—	—	80

гигроскопичность в граммах на 1 г сухой почвы, то отношение $\frac{r_0}{W_м}$ окажется равным 50. Разделив первое отношение на второе, мы получим:

$$\frac{r_0}{W_н} : \frac{r_0}{W_м} = \frac{W_м}{W_н} = \frac{80}{50} = 1{,}6.$$

Следовательно, МГ в среднем в 1,6 раза превышает величину $W_н$ — то количество влаги, сорбция которой связана с выделением теплоты смачивания. Как видим, величины МГ и $W_н$ не совпадают. Это объясняется, как мы уже говорили выше, тем, что в величину МГ входит и некоторое количество капиллярно конденсированной влаги, конденсация которой выделением теплоты смачивания не сопровождается.

Найденное отношение 1,6 позволяет грубо оценить, какую долю в величине МГ имеет связанная влага и какую — конденсированная. Очевидно, что на долю первой падает $\frac{1}{1{,}6} \approx 60\%$, в то время как на долю второй $\frac{0{,}6}{1{,}6} \approx 40\%$.

Конечно, это лишь грубая, средняя, оценка.

Если мы будем исходить из чисто теоретических представлений о природе гигроскопичности, то в этом случае положение Митчерлиха о тождестве между количеством влаги, сорбция которой связана с выделением тепла, и максимальной гигроскопичностью в теоретическом значении этого слова сохраняет всю свою силу. Но тогда определять практически максимальную гигроскопичность — так, как это обычно делается,— нельзя, а нужно характеризовать ее величиной $W_н$.

Очевидно, что величина $W_н$ представляет собою не что иное, как наибольшее количество воды, которое может быть прочно связано почвой. Другими словами, величина $W_н$ есть максимальная адсорбционная влагоемкость почвы (МАВ).

Оригинальную попытку определения наибольшего количества прочно связанной воды, т. е. величины МАВ, биологическим методом мы находим в новейшей работе Качинского с сотрудниками (Качинский, Вадюнина, Корчагина, 1950). В этой работе указанная величина определялась как та влажность, при которой растение погибало, не оживая даже после полива. В различных почвах Предуралья и Зауралья эта величина оказалась варьирующей от 0,63 до 0,93 величины МГ, чаще всего составляя около 0,8 МГ. К большому сожалению, в работе нет попытки сопоставить наибольшее содержание прочно связанной воды, полученное указанным методом, с величинами, получаемыми другими методами, как, например, метод индикатора (Трофимова—Думанского) или по теплоте смачивания.

6. ВЛИЯНИЕ ОБМЕННЫХ КАТИОНОВ НА ПЕПТИЗАЦИЮ ПОЧВЕННОЙ МАССЫ И СВЯЗЫВАНИЕ ВОДЫ ПОЧВОЙ

Выше, в главе III, говоря о влиянии состава обменных катионов на гигроскопическое связывание воды почвой, мы уже указывали на то, что в почвоведении существует твердо установившийся взгляд, основанный на многочисленных экспериментальных данных, сущность которого сводится к тому, что огромное влияние на связывание жидкой воды почвенными частицами оказывает состав обменных катионов.

Впервые на этот факт еще в 1914 г. обратил внимание Гедройц в своей известной работе «Коллоидальная химия в вопросах почвоведения». Во второй части этой работы (1914, стр. 18—19) Гедройц говорит о том, что

насыщение «продуктов присоединения» щелочными катионами ведет к повышению коллоидальности почвы.

Более обстоятельно этот вопрос был изучен Гедройцем несколько позднее, в его опытах по исследованию влияния состава обменных катионов на дисперсность почвенных суспензий. Эти опыты изложены в его работе «Ультрамеханический состав почвы и зависимость его от рода катиона, находящегося в почве в поглощенном состоянии», вышедшей в 1922 г.

Гедройц насыщал слитой кубанский чернозем (гор. 80—100 см) различными катионами, путем многократной обработки 20-граммовых навесок почвы растворами хлоридов этих катионов, с последующей декантацией. Затем избыток хлоридов был отмыт водой, также путем декантации. В результате отмывки почвы начали пептизироваться в различной степени, в зависимости от того, каким катионом была насыщена данная навеска. Беря из цилиндров с почвенными суспензиями с определенной глубины пробы жидкости пипеткой в 10 мл и выпаривая эти пробы, Гедройц нашел следующие количества сухого вещества в 10-миллилитровых пробах:

В суспензии почвы, насыщенной:		
Na	1,980 г	
NH_4 . . .	0,716 »	
K	0,319 »	
Mg	0,365 »	
Ca	0,195 »	
Ba	0,011 »	
H	0,232 »	
Ca+Mg . . .	0,190 »	(первоначальная почва)

На основании этих данных, а также ряда других аналогичных опытов Гедройц пришел к заключению о том, что дисперсность почвы в широких размерах зависит от рода катиона, насыщающего почву. Однозначные катионы повышают дисперсность почвы, и при этом тем сильнее, чем ниже атомный вес катиона. Дисперсность почв, насыщенных двузначными катионами, значительно меньше, причем и в этом случае сохраняется влияние атомного веса.

Отметим при этом, что явления, наблюдавшиеся Гедройцем, работавшим со слитым кубанским черноземом, у которого водоудерживающая способность при насыщении его ионом натрия повышалась до 1000 % от веса почвы, а почвенная суспензия превращалась в желе,— нужно считать исключительными, о чем говорит и сам автор на стр. 39. Эта исключительность, как можно догадываться, зависит от состава коллоидов данной почвы. Однако вместе с тем само явление, не говоря о его количественной стороне, оказалось имеющим универсальное значение.

После выхода в свет работы Гедройца в разных странах появились сотни исследований на ту же тему, которые целиком подтвердили существование явления и управляющие им закономерности, установленные Гедройцем. В этих исследованиях устанавливалось не только изменение дисперсности почвы, но и обусловленное им изменение других свойств почвы — ее водопроницаемости, набухания и т. д.

После того как явление было установлено, неизбежно возник вопрос о его природе.

Гедройц в цитированной выше работе (1922) говорит, что пептизацию почвы при насыщении ее, например, ионом натрия можно объяснять двояко. Указав, что в результате обменной реакции между обменным катионом и водой в последней появляются свободные гидроксильные ионы, причем эта обменная реакция протекает более энергично в случае почвы,

насыщенной однозначными катионами, Гедройц говорит, что повышение дисперсности почвы и вызывается действием гидроксильных ионов. Второе объяснение заключается в том, что повышение дисперсности почвы может влечь за собой и ее распад на элементарные гидроокиси — кремния, железа и алюминия, что в свою очередь тоже повышает дисперсность.

Оценивая взгляды Гедройца с современной точки зрения, мы должны признать, что они, повидимому, не отвечают природе явления. Второе из приведенных объяснений едва ли соответствует истине, так как если некоторое усиление разложения минеральной части при насыщении почвы натрием и наблюдается, то настолько ничтожное, что оно не может отразиться сколько-нибудь заметно на повышении концентрации почвенной суспензии, по каковой величине Гедройц судил о степени пептизации почвы.

Что же касается первого объяснения, то несомненно, как это доказано прямыми опытами, суспензии почв, насыщенных одновалентными катионами, обладают резко выраженной щелочной реакцией, что целиком подтверждает точку зрения Гедройца на наличие довольно энергичного обмена между обменными катионами и водой с растворенной в последней углекислотой. Однако появление в растворе гидроксильных ионов не может служить *причиной* усиленной пептизации почвенной массы.

Весьма широкое распространение получил взгляд Вигнера (Wiegner, 1925) на природу зависимости между степенью пептизированности почвенной массы и составом обменных катионов. Вигнер в основу объяснения этой зависимости положил явление гидратации обменных катионов. О самом явлении гидратации ионов мы уже говорили в главе II и знаем, что оно заключается в том, что вследствие взаимного притяжения между несущими электрический заряд ионами, с одной стороны, и дипольными молекулами воды — с другой, вокруг ионов образуется оболочка из молекул воды, притянутых ионом. Размер этой оболочки зависит от рода иона, причем число молекул воды, притягиваемое одним ионом, называется его числом гидратации. Гидратация ионов происходит в свободном растворе. Однако гидратироваться могут и обменные катионы, причем в этом случае, поскольку обменные катионы связаны с коллоидными частицами, водные оболочки катионов, сливаясь одна с другой, образуют общую водную оболочку вокруг коллоидных частиц, тем самым способствуя их разъединению друг от друга, а следовательно, и повышению степени пептизированности почвенной массы.

Вигнер в своих соображениях воспользовался числами гидратации, найденными Ризенфельдом и Рейнгольцом, которые мы приводили в главе II.

Исходя из этих величин, Вигнер предположил, что коллоидная частица, насыщенная, скажем, ионом натрия, должна иметь гораздо более толстую водную оболочку, чем такая же частица, насыщенная, скажем, калием, или, тем более, кальцием, так как в первом случае эта оболочка образуется путем слияния толстых гидратных оболочек ионов натрия, а во втором она образуется путем слияния тонких гидратных оболочек ионов калия или кальция. Поэтому, когда в соприкосновение с водой приходит почва, насыщенная ионом натрия, то не только вокруг почвенных частиц образуются толстые водные оболочки, но, кроме того, эти оболочки, преодолевая силы сцепления, существующие между первичными почвенными частицами, расклинивают их и вызывают пептизацию почвы, т. е. распад ее агрегатов на первичные частицы. Если же почва насыщена, скажем, ионом кальция, то тонкие водные оболочки, образующиеся вокруг первичных частиц, не в состоянии преодолеть силы сцепления между этими частицами и явления пептизации не наступает.

В доказательство правильности своих взглядов Вигнер приводил влияние состава обменных катионов на вязкость суспензий глины. В одной из

его работ (1924) мы находим следующие величины вязкости суспензии глины, имевшей концентрацию 89,97 г/л:

Глина	Относительная вязкость
Ca-глина	1,131
K-глина	1,134
NH_4-глина	1,137
Na-глина	1,156

Из того факта, что вязкость суспензии в приведенном ряду возрастает, Вигнер делает вывод о повышении лиофильности в том же ряду, которое вызывается увеличением мощности гидратных оболочек.

При внимательном рассмотрении только что приведенных цифр подобный вывод вызывает недоумение. Действительно, вязкость в этом ряду от Ca-глины и к Na-глине несколько возрастает. Но это увеличение настолько незначительно, что позволяет притти скорее к обратному выводу, а именно, к выводу о том, что размер гидратных оболочек у частиц глины, насыщенных различными катионами, почти одинаков, т. е. что степень гидратации обменных катионов если и оказывает влияние на толщину этих оболочек, то лишь очень небольшое.

Изложенные взгляды Вигнера прочно и надолго укоренились в почвоведении, несмотря на то, что, как мы увидим ниже, уже с 1925 г. начали появляться данные, противоречащие точке зрения Вигнера. Не поколебал этой точки зрения и тот факт, что числа гидратации Ризенфельда и Рейнгольца оказались неверными и их заменили другие величины, согласно которым число гидратации иона натрия оказалось лишь незначительно превышающим число гидратации иона кальция или даже меньшим, чем последнее. Таковы, например, числа гидратации Реми с которыми мы знакомились в главе II.

Степень гидратации натрия, согласно этим числам, оказывается меньше, чем степень гидратации кальция. Впрочем, так как катионы кальция двузначные, вследствие чего их число при данной величине емкости обмена вдвое меньше, водная оболочка при насыщении почвы ионами натрия должна быть все же больше, чем при насыщении ионом кальция.

Из других данных, характеризующих степень гидратации различных катионов, укажем на исследования Рэсселя (Russel, 1934), который установил, что обменные ионы магния имеют гидратационной воды на 7, а обменные ионы кальция — на 3 молекулы больше, чем ионы калия или натрия.

Кроме того, пользуясь числами гидратации различных катионов, необходимо помнить, что числа гидратации устанавливаются для ионов, находящихся в свободном растворе, и не могут безоговорочно переноситься на ионы, находящиеся в обменном состоянии, т. е. связанные с поверхностью коллоидных частиц.

Взгляды, близкие к точке зрения Вигнера, высказывал и Маттсон. Рис. 16, который мы находим в работе Маттсона (1938, стр. 233), не оставляет сомнений в том, что по его представлению почвенные частицы, насыщенные ионом натрия, обладают гораздо более толстыми водными оболочками, чем частицы, насыщенные ионом кальция.

Однако задолго до того времени, когда создавалась только что изложенная точка зрения, нашедшая свое наиболее четкое выражение в работах Вигнера и Маттсона, в литературе начали накапливаться данные, противоречащие этой точке зрения.

Еще в 1902 г. появилась работа Нефедова (1902, стр. 435), который, основываясь на результатах своих опытов, писал: «Итак, несомненно, что

растиранием по вышеописанному способу (растирание теста.— *А. Р.*) достигается полное разъединение частиц».

И в цитированной работе Гедройца об ультрамеханическом составе почв (1922) мы находим указание на то, что в то время как в горизонте 80—100 см слитого кубанского чернозема при насыщении его ионом натрия было найдено 59,8% фракции ила, в естественном образце того же чернозема, насыщенном ионами кальция и магния, при применении одного только механического растирания почвенной кашицы содержание ила оказалось хотя и меньшим, но все же равным 39,9%.

В 1925 г. появилась работа Пури и Кина (Puri and Keen, 1925), в которой устанавливается, что растирание почвы резиновым пестиком и насыщение почвы ионом натрия путем взбалтывания с 0,25 н. раствором соды имело одинаковый пептизационный эффект.

В 1931 г. Филиппова (1931) нашла, что подготовка почвы к механическому анализу по Сабанину (кипячение почвенной суспензии и растирание почвы резиновым пестиком), с одной стороны, и по Гедройцу (насыщение ионом натрия) — с другой, дают весьма близкие величины выхода фракции меньше 0,002 мм, как это можно видеть из данных табл. 57.

Таблица 57

Содержание фракции меньше 0,002 мм при подготовке к механическому анализу по методу Сабанина и по методу Гедройца
(по данным Филипповой, 1931)

Почва	Содержание фракции <0,002 мм	
	подготовка по Сабанину	подготовка по Гедройцу
№ 1	80,2	83,7
№ 4 (Загреб) .	46,9	42,8
№ 6 (Судан) .	69,7	69,6
№ 5 (Судан) .	78,9	83,3
№ 1 (Сочи) . .	27,7	33,8

В 1940 г. появился сборник статей под редакцией Цуринова (1940), в котором вопросы дисперсности суспензии глин рассматриваются с новых точек зрения.

В том же году Шаров и Бутовская (1940) установили, что путем растирания теста из глины, насыщенной кальцием (исследовалась кудиновская глина с емкостью обмена 28 м-экв. на 100 г), можно добиться той же степени дисперсности, что и путем насыщения глины ионом натрия. Это положение доказывается первыми двумя парами цифр следующей таблицы, составленной по данным Шарова и Бутовской (табл. 58).

Таблица 58

	Содержание частиц <0,001 мм			
	Суспензия приготовлена из сухого порошка. Через 1 сутки	Суспензия приготовлена из теста. Через 1 сутки	Суспензия приготовлена из теста. Через 10 суток	После 10-суточного стояния суспензия снова взболтана. Через 1 сутки
Na-глина	60,3	61,4	59,9	64,6
Ca-глина	9,2	56,2	6,3	58,5

Однако третья пара цифр как будто говорит о том, что суспензия Саглины даже при условии приготовления ее путем растирания теста быстро оседает, в то время как суспензия Na-глины оказывается вполне устойчивой. Авторы указывают, что такое различие в поведении этих двух глин принято объяснять обычно тем, что частицы Са-глины легко аггрегируются в частицы более крупные. Однако взбалтывание суспензии по прошествии 10 суток (четвертая пара цифр) восстановило первоначальную концентрацию суспензии Са-глины. Это позволило авторам селать вывод о том, что аггрегирования частиц Са-глины во время стояния не происходит, ибо дисперсность после взбалтывания восстанавливается и различие в поведении Na- и Са-глин во время отстаивания зависит лишь от степени сольватации частиц.

Такой вывод нельзя считать вполне обоснованным. Он был бы верен лишь в том случае, если бы было доказано, что и при насыщении ионом натрия и при растирании теста из глины, насыщенной кальцием, получаются суспензии одинаковой степени дисперсности. Если это не так, то различная концентрация этих двух суспензий по прошествии 10 дней может зависеть совсем не от того, что частицы в них имеют одинаковый размер, но лишь в разной степени сольватированы, а от того, что в суспензии Na-глины все илистые частицы или большая их часть пептизированы до размеров гораздо более тонких, в то время как в Са-глине пептизация илистых частиц почти не имела места.

И действительно, в дальнейшем Шаров сильно изменил свои выводы. В результате опытов с латнинской глиной Шаров и Измайлович (1941) обнаружили, что растирание теста может создавать ту же дисперсность, что и насыщение глины ионом натрия, но лишь до предела размера частиц, лежащего около 0,001 мм. Это подтверждается следующими данными, полученными Шаровым и Измайлович (табл. 59).

Таблица 59

	Частиц <0,001 мм		Частиц 0,001—0,0005 мм		Частиц 0,0005—0,0003 мм		Частиц <0,0003 мм	
	Суспензия							
	из порошка	из теста	из порошка	из теста	из порошка	из теста	из порошка	из теста
Na-глина	80,8	83,8	12,0	—	11,7	—	57,1	—
Са-глина	13,0	80,4	—	22,0	—	37,5	—	21,0

Таким образом, степень пептизированности самой илистой фракции при растирании теста из Са-глины в опытах Шарова и Измайлович получилась значительно меньшей, чем при приготовлении суспензии из сухого порошка глины, насыщенной натрием. В итоге авторы приходят к выводу о том, что «...действительным методом достижения первичной дисперсности глины в суспензии был и остается по-прежнему метод Гедройца».

Авторы, впрочем, делают оговорку о том, что в их опытах содержание коллоидных частиц при насыщении глины ионом натрия может получиться преувеличенным вследствие того, что коллоидные частицы, насыщенные натрием, обладают более толстыми сольватными оболочками и это понижает их удельный вес. Понижение же удельного веса при расчете скорости падения по формуле Стокса во внимание не принимается, т. е. удельный вес частиц, насыщенных кальцием и натрием, считается одинаковым. Насколько такое представление отвечает действительности—к этому вопросу мы вернемся несколько ниже.

Попутно Шаров излагает свой взгляд на механизм влияния растирания. По его мнению, водные оболочки образуются вокруг глинистых частиц сразу же после смачивания сухой глины водой. Эффект растирания теста заключается в том, что это растирание «... разрушает ориентированное состояние поверхностных слоев водных оболочек, вследствие чего отдельные частицы, связанные в геле сольватными оболочками в единую массу, утрачивают, благодаря растиранию, связь между собой и при последующем разбавлении теста водой суспендируются уже не в виде аггрегатов, а в форме отдельных мицелл». Подобное объяснение представляется нам недостаточно убедительным. Можно допустить, что во время самого растирания теста ориентировка молекул воды, слагающих поверхностные слои водных оболочек, нарушается. Но, спрашивается, что же препятствует воссозданию этой ориентировки после того, как растирание будет прекращено и тесто придет в состояние покоя? Раз мы этого не наблюдаем, то скорее можно допустить, что при смачивании почвы водой происходит образование лишь очень тонких и, может быть, даже не сплошных водных оболочек и лишь после, в процессе растирания теста, увеличивается их толщина и возникает сплошность.

Кроме того, как известно из работ Дерягина и других исследователей (см. выше), вода, сорбируясь, способна оказывать сама расклинивающее действие на частицы. Поэтому нет никаких оснований приписывать сольватным оболочкам связывающее влияние на частицы глины — их действие оказывается как раз обратным. И если мы не наблюдаем пептизации глины сразу после ее смачивания, то это значит, что одно только смачивание не влечет еще за собой образования сольватных оболочек вокруг каждой элементарной частицы.

Совокупность изложенных литературных данных, а равным образом собственные опыты позволили Антипову-Каратаеву (1943) указать на то, что степень первичной дисперсности может быть достигнута не только насыщением почвы ионом натрия или лития, но и механическим растиранием почвенного теста, которое «...способствует полному смачиванию поверхности каждой первичной частицы и отсюда расклинивающему действию водных пленок». С тех пор количество экспериментальных данных, освещающих это явление, умножилось.

В 1947 г. по данному вопросу появилась обстоятельная работа Айдиняна (1947). Убедившись в том, что растирание теста, с одной стороны, и подготовка почв к выделению коллоидов путем насыщения их ионом натрия — с другой, дают примерно одинаковый выход фракции меньше 0,001 мм, Айдинян задался вопросом об устойчивости получаемых суспензий. После подготовки путем растирания густого теста он приготовил суспензии из образцов трех горизонтов мощной темносерой лесостепной почвы. В этих суспензиях несколько раз, с промежутками в три дня, определялось содержание частиц меньше 0,001 мм. Результаты определений представлены в табл. 60.

Из этих данных видно, что в пределах 12 дней суспензии оказываются вполне устойчивыми, т. е. никакой коагуляции в них не происходит. Следовательно, диспергирование почв, насыщенных кальцием и магнием путем растирания, дает устойчивые суспензии. К большому сожалению, Айдинян не исследовал вопроса об устойчивости таких суспензий в отношении более тонких — коллоидных частиц.

Далее тем же исследователем был выяснен вопрос о том, можно ли добиться путем растирания теста полной пептизации почвы не только до размеров частиц меньше 0,001 мм, но и до частиц коллоидального размера. Для решения этого вопроса были приготовлены образцы почв, насыщенных ионами натрия, кальция, алюминия и водорода. Образцы были

Таблица 60

Содержание частиц меньше 0,001 мм в суспензиях темносерой почвы через различные промежутки времени

(по данным Айдиняна)

Почвы	Содержание частиц < 0,001 мм в % от веса сухой почвы, после стояния в течение дней:				
	0	3	6	9	12
Темносерая, гор. 0—4 см .	25,2	25,2	25,0	25,8	25,2
То же, гор. 15—20 см . .	25,2	25,9	25,6	25,5	25,3
То же, гор. 27—32 » . .	24,9	24,6	24,5	24,8	24,9

зысушены и из них, путем растирания теста, были приготовлены суспен-вии, из которых при помощи центрифуги были выделены коллоидная и субколлоидная фракции. Результаты представлены в табл. 61.

Таблица 61

Выход коллоидной (<0,2 μ) и субколлоидной (1—0,2 μ) фракций из почв, насыщенных разными катионами и подготовленных к анализу путем растирания теста

(по данным Айдиняна, 1947)

Насыщающий катион	Выход фракций в % от веса сухой почвы							
	Типичный чернозем, 0—15 см		Темносерая почва		Красноозем, 0—5 см		Сильноподзолистая, 3—7 см	
	субколлоиды	коллоиды	субколлоиды	коллоиды	субколлоиды	коллоиды	субколлоиды	коллоиды
Na	9,9	18,4	8,2	16,3	9,3	9,7	4,9	3,3
Ca	10,2	15,5	9,4	12,9	10,1	10,2	4,7	3,4
Al	5,9	1,2	7,5	2,2	7,8	3,4	3,2	0,9
H	9,2	13,4	9,8	12,5	9,0	9,2	3,9	3,0
Первоначальная почва	9,3	14,8	9,5	13,2	9,7	9,2	4,2	3,5

Из этих данных видно, что из почвы исходной, а также насыщенной ионами кальция и водорода, выделяется почти столько же тонких фракций, сколько и из почвы, насыщенной ионом натрия. И только насыщение почвы ионом алюминия резко снижает ее дисперсность[1].

Таким образом, утверждение Шарова о том, что пептизация почвы, насыщенной ионом кальция, путем растирания ее густого теста, имеет свой предел в илистой фракции (<0,001 мм), — не оправдалось. Можно предположить, что в опытах Шарова растирание было недостаточным. Айдинян с полным основанием замечает, что полученные им результаты плохо

[1] Заслуживает внимания тот факт, что насыщение почвы ионом водорода и ионом алюминия ведет к совершенно различным результатам с точки зрения ее дисперсного состояния. Это говорит против того, что почва, насыщенная ионом водорода, тождественна с почвой, насыщенной ионом алюминия, как это утверждают сторонники «алюминиевой» теории кислотности почв.

согласуются с «гидратационной» теорией пептизации почв. Можно только выразить сожаление о том, что Айдинян не исследовал вопроса об устойчивости суспензий в отношении коллоидных (< 0,0002 мм) частиц.

Результаты исследований Шарова и Айдиняна подтверждаются работой Пури и Рая (Puri and Rai, 1944). В их исследованиях исходным материалом служила почва, лишенная путем электродиализа обменных оснований и затем высушенная. В первом опыте навески такой почвы были обработаны эквивалентными емкости обмена количествами гидроокисей различных оснований. Суспензии приготовленных таким образом навесок почвы, насыщенных различными катионами, стояли в течение трех недель, после чего были подвергнуты анализу. В них было найдено следующее содержание частиц меньше 0,002 мм:

Почва, насыщенная:	Содержание частиц <0,002 мм в % от веса сухой почвы
Li	55,3
Na	55,0
K	6,8
NH_4	14,5
Ca	4,8
Mg	6,0

Результат, как видим, получился обычный: одновалентные катионы — из них особенно натрий и литий — вызвали пептизацию значительно более сильную, нежели двувалентные ионы кальция и магния.

С тою же самой почвой был проделан второй опыт. Навески почвы были сначала насыщены ионом лития, как обеспечивающим наиболее полную пептизацию. Затем они были обработаны 0,05 н. раствором соляной кислоты, вплоть до полного вытеснения лития. Избыток соляной кислоты был отмыт, после чего эти навески, б е з п р е д в а р и т е л ь н о г о в ы с у ш и в а н и я, были обработаны эквивалентными количествами гидроокисей различных оснований. Полученные таким образом образцы почвы, насыщенной различными катионами, п о п р е ж н е м у б е з в ы с у ш и в а н и я, были суспендированы в воде и подвергнуты механическому анализу. Результаты приводятся в табл. 62.

Таблица 62

Дисперсность почвенных суспензий, насыщенных сначала ионом Li, затем ионом H, а затем катионами различных оснований, без высушивания (по данным Пури и Рай,1944)

Насыщающий катион	Содержание частиц				
	<0,002 мм	<0,001 мм	<0,00043 мм	<0,00029 мм	<0,000177 мм
Ca	56,5	52,8	40,7	27,7 (К)	—
Ba	55,7	38,4 (К)	—	—	—
Sr	53,7	51,5	43,3	37,9	28,1 (К)
Mg	52,7	50,0	40,1	37,8	24,7 (К)
H	53,4	49,8	43,6	38,2	28,4 (К)
NH_4	54,1	50,7	44,2	42,7	42,6
Na	54,2	53,6	46,5	46,3	44,9
K	53,9	53,3	42,9	43,7	40,6
Li	54,1	53,8	46,3	43,6	42,5

Примечание. (К) обозначает коагуляцию суспензии.

Из данных таблицы видно, что вплоть до размера частиц 0,00043 мм все испытывавшиеся суспензии оказались обладающими одинаковой степенью дисперсности, за исключением суспензии, насыщенной ионом бария. И только ниже этого предела суспензии, насыщенные ионом водорода, а также двувалентными катионами, оказались обладающими дисперсностью заметно меньшей, чем в случае насыщения катионами одновалентных оснований. При этом суспензии, насыщенные ионом водорода и ионами двувалентных оснований, проявили тенденцию к коагуляции. Другими словами, вполне устойчивые суспензии дают лишь почвы, насыщенные щелочными металлами.

Обсуждая эти результаты, авторы подчеркивают тот факт, что степень дисперсности, созданная всеми четырьмя испытывавшимися одновалентными щелочными катионами, оказалась одинаковой, несмотря на то, что эти катионы характеризуются различной степенью гидратации. Из этого следует, что гидратация обменных катионов не оказывает влияния на скорость оседания частиц, т. е. частички, насыщенные разными катионами, не отличаются одна от другой толщиной своих сольватных оболочек, как это предполагалось ранее Вигнером, Маттсоном и другими исследователями, в том числе и автором настоящей работы (1932).

Опыты Пури и Рая свидетельствуют о том, что если почву подвергнуть предельной пептизации (в данном случае это было достигнуто путем насыщения ее ионом лития) и в дальнейшем не высушивать, т. е. не удалять тех водных оболочек, которые образуются вокруг первичных частиц при пептизации, то последующее замещение обменного лития ионом водорода или ионами двувалентных оснований, кроме катиона бария, не вызывает образования аггрегатов, превышающих по своим размерам 0,001 мм, и в незначительной мере вызывает образование аггрегатов 0,001—0,0003 мм. Лишь за пределами этой последней величины образование аггрегатов делается более интенсивным. При этом, как и указывали Пури и Раи, толщина гидратационных оболочек остается постоянной, несмотря на то, что гидратируемость испытывавшихся катионов была весьма различной.

В связи с опытами Пури и Рая следует вспомнить опыты Маттсона (1938, стр. 343), в результате которых было найдено, что электродиализированный и не высушенный бентонит при прочих равных условиях удерживал примерно в 2,5 раза больше влаги, чем тот же бентонит, но предварительно высушенный. Маттсон говорит по этому поводу, что «электродиализированный бентонит унаследовал в известной мере высокую дисперсность исходного материала (насыщенного натрием. — *А. Р.*) и он сохраняет эту анормальную для его нового состояния степень дисперсности до тех пор, пока остается влажным». Однако Маттсон из этого факта не делает дальнейших выводов, хотя естественно было бы заключить, что «анормальная» влажность вызывается не чем иным, как удержанием влаги непосредственно поверхностью частиц, без всякого участия в этом обменных катионов.

Вывод Пури и Рая о том, что насыщение почвы различными катионами не ведет за собой заметных различий в толщине создающихся вокруг почвенных частиц водных оболочек, подтверждается результатами более старой работы Бевера и Винтеркорна (Baver and Winterkorn, 1935). Они исследовали влияние обменных катионов на некоторые физические и физико-химические свойства коллоидов глин, в том числе на набухание коллоидов и гидратацию коллоидных частичек, которую они вычисляли из величин вязкости суспензий, пользуясь формулой Эйнштейна. Некоторые из полученных ими данных приводим в табл. 63.

Таблица 63

Набухание и гидратация коллоидов глин, насыщенных различными катионами

(по данным Бевера и Винтеркорна, 1935)

Насыщающий катион	Коллоид Пэтнам		Коллоид Уэбэш	
	гидратация в $см^3/г$	набухание в $см^3/г$	гидратация ь $см^3/г$	набухание в $см^3/г$
H	5,20	0,81	Коаг.	0,94
Li	5,25	4,97	7,39	3,10
Na	5,25	4,02	7,45	3,73
K	4,07	0,50	7,03	0,55
Ca	5,20	0,91	6,74	0,79
Ba	5,20	0,85	6,67	0,74

Из этих данных мы видим, что в то время как величины набухания сухих коллоидов оказываются резко различными в зависимости от рода насыщающего коллоид катиона,— величины гидратации практически одинаковы. Этот последний вывод, помимо того что он полностью совпадает с выводами Пури и Рая, имеет и более широкое значение, так как свидетельствует о том, что толщина водных оболочек оказывается одинаковой не только у частиц, насыщенных одновалентными катионами, но и у насыщенных двувалентными.

Напомним, что и Вигнер получил почти совершенно одинаковые величины вязкости суспензий, насыщенных различными катионами, хотя он сам пытался искать в них существенные различия.

Бевер и Винтеркорн высказывают мысль о том, что существуют два главных способа связывания воды глинистыми коллоидными частицами. Молекулы воды могут быть ориентированы на поверхности частиц вследствие электрических свойств воды и поверхности. Этот процесс Бевер и Винтеркорн условно называют г и д р а т а ц и е й. Связывание воды этим путем сопровождается выделением тепла. Второй способ, называемыи авторами о с м о т и ч е с к и м, заключается в том, что вода связывается обменными катионами диффузного слоя, который располагается над гидратированной поверхностью частицы. Гидратированные ионы находятся от поверхности на таком расстоянии, на котором средняя осмотическая сила уравновешивается средним электрическим притяжением ионов диффузного слоя со стороны коллоидной частицы[1].

[1] Качинский термином «осмотическая вода» обозначает совершенно иную категорию (1947). Синонимом этого термина, по Качинскому, является вода внутриклеточная. Качинский поясняет, что «с этой категорией воды приходится считаться на почвах с оторфелым верхним слоем, с высоким содержанием грубого гумуса из недоразложившихся растительных остатков, на почвах с мощной подстилкой и с дерниной из отмерших, но еще не разрушенных корней».

Из этой цитаты ясно, что Качинский «осмотической» или «внутриклеточной» водой называет воду, которая может находиться в мертвых растительных клетках. Термин «внутриклеточная» в приложении к этой воде является весьма удачным. Что же касается термина «осмотическая» вода, то для его приложения к данному случаю оснований нет. Называя воду «осмотической», мы хотим, очевидно, сказать, что она удерживается в силу осмотических явлений. Между тем о с м о т и ч е с к и м и с в о й с т в а м и, о б л а д а ю т л и ш ь ж и в ы е к л е т к и. Акад. Максимов (1932, стр. 110) говорит: «.. Все осмотические свойства клетки тесно связаны с ненарушенным строением плазматической перепонки... при отмирании клетки это строение резко меняется и клетка теряет непроницаемость...». Акад. Костычев (1933, стр. 75) говорит: «Кле-

По мнению Бевера и Винтеркорна, для обычных глин преобладающее значение имеет гидратация. Но для глин бентонитового типа и для органических коллоидов, кроме гидратации, существенное значение имеют также и осмотические явления[1].

О роли осмотических явлений в связывании воды глинистыми частицами можно судить еще и по степени диссоциации обменных катионов, которая является следствием их гидратации. Измерение степени диссоциации обменных катионов основано на некоторых условных приемах, и получаемые величины должны рассматриваться лишь как относительные. Сводку соответствующих данных, полученных разными авторами, мы находим в книге Горбунова (1948), из которой и заимствуем табл. 64.

Из этой таблицы мы видим, что в громадном большинстве случаев степень диссоциации обменных катионов не превышает 10%. Какое количество воды может быть связано диссоциированными катионами? Пусть почва имеет емкость обмена, равную 50 м-экв. на 100 г. Если степень диссоциации равна 10%, то это значит, что в диссоциированном состоянии находится 5 м-экв. Пусть насыщающим катионом будет натрий. Даже если мы воспользуемся явно преувеличенными числами гидратации, даваемыми Ризенфельдом и Рейнгольцем, то для натрия это число равно 66. Следовательно, 5 м-экв. обменного натрия, находящегося в диссоциированном состоянии, свяжут $5 \times 66 = 330$ миллимолей воды, или $330 \times 0{,}018 = 5{,}94$ г воды на 100 г почвы. Таким образом, наибольшее количество воды, которое может быть связано за счет гидратации обменных катионов, во всяком случае не превышает 6% от веса почвы, если же мы воспользуемся более близкими, видимо, к действительности числами гидратации Реми, то эта величина уменьшится раз в восемь и не будет превышать 1% от веса почвы. В то же время общее количество воды, которое связывается почвой, насыщенной натрием, измеряется сотнями процентов.

Таким образом, эти данные говорят нам о том, что за счет гидратации обменных катионов, т. е. осмотическим путем, может быть связано лишь очень небольшое количество воды. Этим самым подтверждается вывод Бевера и Винтеркорна о том, что осмотические явления играют явно резко подчиненную роль в связывании воды почвой.

Все рассмотренные факты свидетельствуют о том, что все те изменения во взаимоотношениях между почвой и водой, которые вызываются замещением обменного кальция на обменный натрий, обусловлены отнюдь не якобы высокой гидратацией последнего. Насыщение почвы ионом натрия имеет своим следствием лишь потерю связи между первичными частицами почвы, в силу чего жидкая вода, приходя в соприкосновение с почвой, насыщенной натрием, получает возможность свободно сорбироваться всей поверхностью первичных почвенных частиц и легко отодвигать их одну от другой. Поэтому образующиеся при этом водные оболочки едва ли можно называть сольватными, ибо в их образовании сольватация, т. е. поверхностное растворение, объектом которого могут быть обменные катионы, если и играет какую-то роль, то лишь подчиненную.

точная оболочка представляет собой по большей части пористую перепонку, не оказывающую доступу воды ни малейшего сопротивления». Таким образом, вода, содержащаяся в мертвых клетках, может удерживаться в них лишь чисто физически. Осмотические силы и явления здесь не при чем, и наименование этой категории воды «осмотической» не соответствует природе явления и вводит в заблуждение. Широко введенный в коллоидную химию Думанским (1940, стр. 50—52) термин «осмотическая вода» означает совершенно иное — воду, которая связывается катионами сольватного слоя, т. е. обменными катионами, без ориентировки ее молекул у поверхности частиц. Это значение термина «осмотическая вода» и следует за ним сохранить.

[1] Отсюда, между прочим, вытекает тот вывод, что нельзя пользоваться бентонитовыми глинами в качестве универсальной модели минеральных почвенных коллоидов.

Таблица 64

Степень диссоциации обменных катионов
(по данным разных исследователей)

Наименование почвы	Обменный катион	Степень диссоциации в %	Автор
Южный чернозем, насыщенный полностью одним катионом	K	14,7	Горбунов (1948)
	Ca	3,3	
	Mg	2,7	
	Ba	2,1	
Южный чернозем в естественном состоянии, обменного кальция 38,0 м-экв., обменного магния 9,8 м-экв. на 100 г	Ca	2,4	Он же
	Mg	6,2	
Мощный чернозем в естественном состоянии, обменного кальция 30,0 м-экв., обменного магния 3,5 м-экв. на 100 г	Ca	2,1	Он же
	Mg	9,4	
Темнокаштановая почва	K	5,7	Он же
	Ca	1,2	
	Mg	1,4	
Чернозем, насыщенный одним катионом	Ca	11,0	Антипов-Каратаев с сотрудниками (1935)
	Ba	10,0	
	Mg	9,6	
	H	2,0	
Чернозем, насыщенный одним катионом	Na	6,7	Трофимов (1927)
	K	6,2	
	Mg	0,8	
	Ba	0,8	
	Ca	0,5	
Коллоид Шаркей, насыщенный одним катионом	Na	6,2	Маттсон (1938)
	Mg	3,2	
	K	2,0	
	Ca	1,8	
	Ba	1,4	
		0,8	

Поясним только что сказанное более подробно.

Предельная пептизация почвенной массы, насыщенной кальцием или магнием или любым однозначным катионом, может быть достигнута как путем замещения всех обменных катионов катионами натрия или лития, так и путем механического растирания почвенного теста. Так как во всех случаях мы получаем одинаковый выход илистой и более мелких фракций, то эту пептизацию мы и называем предельной.

Следовательно, пептизация как путем насыщения ионами натрия или лития, так и путем растирания теста в равной мере обеспечивает образование водных оболочек вокруг первичных почвенных частичек, что является главным фактором устойчивости суспензий.

Отсюда может быть сделан вывод, что создание этих водных оболочек отнюдь не связано со степенью гидратации обменных катионов. Более того, одинаковая степень дисперсности суспензий почвы, насыщенных

разными катионами, позволяет высказать предположение, что гидратация обменных катионов в создании водных оболочек играет более или менее одинаковую (при разных катионах) и притом небольшую роль.

К таким же выводам приходит и Охотин (1946). Он говорит: «Физико-механические свойства грунтов и глинистых частиц не столько зависят от природы обменных оснований, сколько от дисперсности грунтов». Обменные же основания влияют на физико-механические свойства глинистых грунтов только потому, что вместе с изменением их состава меняется и степень дисперсности грунта».

При удалении водных оболочек путем высушивания первичные частицы приходят в соприкосновение и получают возможность «склеиваться» одна с другой в микроаггрегаты. Это «склеивание» оказывается достаточно прочным и необратимым, когда насыщающими катионами являются водород[1] или двух- и трехвалентные катионы. Расклинивающее действие воды, сорбируемой поверхностью почвенных частиц при смачивании сухой почвы, оказывается в этом случае недостаточным для того, чтобы преодолеть «склеивающую» силу этих катионов. Наоборот, «склеивание» оказывается непрочным в тех случаях, когда обменными катионами являются натрий или литий: расклинивающее действие воды, сорбируемой поверхностью почвенных частиц, оказывается достаточным для преодоления «склеивающей силы» этих катионов.

Другие одновалентные катионы занимают промежуточное положение в этих явлениях.

Здесь уместно будет упомянуть о работе Попова (1949), указавшего на то, что кристаллические гетерополярные связи между элементарными кристаллическими пакетами создаются при помощи металлических катионов. При этом прочные связи образуются лишь в том случае, когда связующими катионами являются двух- или многовалентные катионы, в то время как моновалентные катионы образуют лишь слабую связь.

К близким выводам приходит и Рэссель (Russell, 1934), хотя он исходит из совершенно иных фактов.

Делая все указанные выше выводы, мы отнюдь не хотим сказать, что гидратация и другие специфические свойства обменных катионов не играют никакой роли в связывании влаги и в других рассматриваемых явлениях. Прежде всего, поскольку речь идет о почвах, мы не вправе забывать того факта, что одновалентные основания с гуминовыми кислотами дают растворы если и не молекулярные, то во всяком случае весьма высокой степени дисперсности, в то время как ион водорода и двувалентные катионы дают соединения нерастворимые или весьма слабо растворимые. Это обстоятельство должно повышать пептизирующее действие одновалентных металлических катионов. Впрочем, судя по данным Айдиняна, Пури и Рая и других исследователей, только что указанное обстоятельство особенно существенной роли, видимо, не играет, ибо и для почв с высоким содержанием гумуса пептизация путем насыщения ионами щелочных оснований, с одной стороны, и путем растирания теста при насыщенности ионами кальция или водорода — с другой, получалась одинаковая.

Далее, различная гидратированность обменных катионов, имея следствием различную степень их диссоциации, а следовательно, и различную величину заряда коллоидных частиц, должна влиять на устойчивость суспензий. Представляется весьма вероятным, что в опыте Пури и Рая, рассмотренном выше, степень оводненности частиц, насыщенных различными катионами, была одинакова, в то время как их электрокинетические

---

[1] Возможно, что в тех случаях, когда речь идет о почвах, насыщенных ионом водорода, в явлениях связывания воды и в явлениях аггрегатообразования какую-то роль играют ионы алюминия.

потенциалы были неодинаковы, что и послужило причиной коагуляции суспензий, насыщенных ионом водорода и ионами двувалентных оснований. Другими словами, фактором, определяющим устойчивость суспензий, в этом случае явилось не наличие водной оболочки, а величина электрокинетического потенциала, зависящая от степени гидратированности, а следовательно, и степени диссоциации обменного катиона.

В некоторых случаях пептизация не только органических, как мы говорили выше, но и минеральных коллоидов при участии таких катионов, как натрий и литий, протекает, вероятно, иначе, чем при насыщении их, скажем, ионами кальция или водорода. Вспомним опыт Гедройца, который получил при насыщении горизонта 80—100 см слитого кубанского чернозема ионом натрия настоящий студнеобразный гель с содержанием воды около 1000%. Правда, не нужно забывать, что концентрация суспензии в этом опыте равнялась 20% (20 г почвы на 100 мл воды). К сожалению, для этого объекта мы не имеем опытов с растиранием его теста в состоянии насыщения ионом кальция. Но представляется весьма вероятным, что такое громадное оводнение было связано все же скорее с осмотическими явлениями и что диссоциация обменного натрия в данном случае играла весьма большую роль.

Бевер и Винтеркорн в цитированной выше работе (1935) указывают, что все бентонитовые глины, насыщенные литием, натрием, калием, барием, кальцием и водородом, в процессе впитывания воды приобретали студнеобразный характер, в то время как коллоиды обычных глин имели характер сплошных масс в состоянии насыщенности натрием или литием и отчетливо зернистый характер в состоянии насыщенности калием, кальцием, барием и водородом.

Все это вместе взятое указывает на то, что вопрос о непосредственной роли обменных катионов в связывании воды почвенными частицами, во-первых, не может считаться решенным до конца, а во-вторых, явно не имеет однозначного решения. В общем многие (повидимому, значительное большинство) коллоиды почв и глин, в состав которых входят обычные продукты выветривания сиаллитного типа, характеризуются тем, что при соприкосновении с жидкой водой последняя связывается ими по преимуществу самой поверхностью коллоидных частиц, в то время как обменные катионы принимают лишь небольшое участие в связывании воды и поэтому слабо диссоциированы. В то же время минеральные коллоиды, также сиаллитного типа, но с высоким отношением $SiO_2 : R_2O_3$, приближающимся к 5, примером которых является бентонит, связывают значительно бо́льшие количества влаги. Кроме того, в этом случае и непосредственное участие обменных катионов в связывании воды может быть гораздо более значительным, вследствие чего они в этом случае сильнее и диссоциированы.

В заключение настоящего раздела рассмотрим данные Уитта и Бевера (Whitt and Baver, 1937), которые подтверждают только что сделанные выводы. Эти исследователи выделили из глины Пэтнем ряд фракций, для которых были определены величины емкости обмена, поглощения влаги (в приборе Винтеркорна—Бевера), набухания и эквивалента влажности. Соответствующие данные приведены в табл. 65. Последняя графа таблицы высчитана нами на основании данных, приведенных во 2-й и 3-й графах той же таблицы.

Набухание вплоть до фракции 1—2 μ включительно оказывается отрицательным. Это не значит, понятно, что оно в этом случае полностью отсутствует, но оно настолько мало, что сжатие, происходящее под влиянием капиллярных сил, его превосходит, в результате чего получается общее уменьшение объема. И только начиная с частиц размером меньше 1 μ наблюдается заметное набухание. Эта граница связана, вероятно,

Таблица 65

Связывание воды частицами глины Пэтнам различного размера
(по данным Уитта и Бевера, 1937)

Размер частиц в μ	Емкость обмена в м-экв. на 100 г	Поглощение в см³/г		Набухание см³/г	Эквивалент влажности в см³/г	Поглощение воды, миллимолей на 1 м-экв. емкости
		воды	толуола			
20—5	2,9	0,499	0,593	—0,094	0,327	956
5—2	6,6	0,830	1,009	—0,179	0,609	699
2—1	21,7	1,197	1,518	—0,321	0,798	306
1—0,5	35,0	1,620	1,470	+0,150	0,777	257
0,5—0,1	52,5	1,876	1,272	+0,604	0,904	199
0,1—0,05	56,5	1,874	1,067	+0,807	1,86	184
<0,05	62,2	1,956	0,976	+0,980	—	175

с изменением минералогического состава, который, как мы указывали ранее, во фракции крупнее 1 μ характеризуется преобладанием первичных минералов, не обладающих способностью сколько-нибудь заметно набухать, а во фракциях меньше 1 μ преобладанием вторичных минералов, склонных к набуханию, каков бы ни был его механизм.

Последняя, вычисленная нами, графа таблицы лишний раз свидетельствует о том, что в связывании воды преобладает отнюдь не гидратация обменных катионов, ибо число миллимолей воды на 1 м-экв. обменной способности, т. е. число молекул воды на один одновалентный обменный катион, значительно превышает все известные, даже самые большие числа гидратации ионов.

7. О ВЗГЛЯДАХ ФАГЕЛЕРА И МАТТСОНА НА ЗНАЧЕНИЕ ОБМЕННЫХ КАТИОНОВ В СВЯЗЫВАНИИ ВОДЫ ПОЧВОЙ

В предыдущем разделе настоящей главы было показано, что роль обменных катионов в связывании воды почвой, повидимому, невелика. Этот вывод в полной мере отвечает той точке зрения на процессы связывания воды почвой, которая ведет свое начало от Лебедева и Трофимова и далее развивалась отечественными исследователями: Качинским, Долговым и другими. Согласно этой точке зрения, явление связывания воды протекает прежде всего на самой поверхности почвенных частиц, в то время как обменные катионы если и принимают некоторое участие в этом явлении, то во всяком случае играют в нем второстепенную роль. К этой точке зрения примкнуло большинство исследователей в Англии и в Америке.

Однако существует и другая точка зрения, наиболее яркими приверженцами которой являются Фагелер, Альтен, Курмис, Кюн и Янерт. Согласно их воззрениям, в связывании воды почвою важнейшую или даже исключительную роль играет взаимодействие между водой и обменными катионами. Самой поверхности частиц при этом либо не отводится вовсе никакой роли, либо ее роль считается второстепенной. К этой точке зрения, по сути дела, близок и Маттсон.

Все изложение вопроса о связанной воде до сего времени мы вели в духе первой точки зрения, поскольку более правильной мы считаем ее. Однако, ввиду того что взгляды немецкой школы и близко примыкающего к ним Маттсона получили широкое распространение не только за

рубежом, но отчасти и в СССР, мы считаем необходимым изложить и критически рассмотреть и их. Критике этих взглядов было уже посвящено несколько статей, как, например, Шарова (1939) и Роде (1943).

Наше рассмотрение мы начнем с работ Фагелера.

Этот исследователь (см. русский перевод, 1938), а за ним Альтен и Курмис (Alten und Kurmies, 1935, 1939) попытались создать строгую количественную теорию поведения воды в почве, целиком основанную на осмотических явлениях.

Фагелер исходит из того положения, что «...каждая частица, способная к явлениям поглощения (сорбции), представляет в конечном итоге самостоятельную систему, в которой поглощенные ионы (предполагается, что они *могут свободно двигаться в воде диффузного слоя*[1]) вызывают свое собственное осмотическое давление...» (1938, стр. 99). Вот это-то осмотическое давление, развиваемое обменными катионами, Фагелер и кладет в основу всей своей концепции. Это осмотическое давление характеризуется следующими условиями: «*Осмотическое давление воды диффузного слоя увеличивается по мере приближения к поверхности мицеллы и уменьшается по мере удаления от нее, подчиняясь уравнению с показательной функцией. Ближайшие к мицелле слои воды должны удерживаться с огромной силой; граница между водой диффузного слоя и раствором или граница «водной пленки Трофимова, лишенной солей», должна находиться там, где осмотическое давление связанной воды равно осмотическому давлению раствора*»[1] (1938).

Исходя далее из того положения, что два раствора с одинаковыми осмотическими давлениями должны обладать и одинаковой упругостью пара, Фагелер говорит: «Оказывается, что осмотическое давление и вместе с тем давление пара водной оболочки частицы можно определить очень просто. Для этого сухую коллоидную соль достаточно поместить в пространство, наполненное парами данного раствора, осмотическое давление и упругость паров которого известны. Как только наступит состояние равновесия, упругость пара водных оболочек частиц и раствора должна стать одинаковой, так что остается определить лишь количество воды, поглощенное коллоидной солью» (1938, стр. 103). При этом Фагелер исходит из некоторого предвзятого положения о том, что «...при слабых электрических силах, свойственных плоскостям атомной решетки кристаллических веществ, поглощение последними молекул воды из пространства, наполненного парами, ограничивается, как правило, одним молекулярным слоем, причем молекулы располагаются согласно их направляющим силам, одна возле другой». При этом, по мнению Фагелера, когда речь идет о коллоидной соли, то «*...роль аполярных сил остаточной плоскостной сетки кристаллической решетки в сравнении с преобладающей ролью поглощенных ионов отступает в явлениях сорбции паров на задний план*»[1] (1938, стр. 102).

Поэтому, по мнению Фагелера, количество воды, связанное коллоидной солью, может быть вычислено по формуле:

$$\text{Количество граммов воды, связанной 100 г коллоидной соли} = \frac{\text{Нормальное давление при } t^\circ \times \Sigma \text{ осмотически активных корпускул}}{\pi}\ ^2.$$

Фагелер при этом отмечает, что «...все эти выводы действительны только в том случае, если движение поглощенных ионов совершенно свободно.

---

[1] Курсив автора.

[2] «Нормальное давление» есть давление одной грамм-молекулы газа, занимающей объем, равный 1 л.; π есть осмотическое давление.

Это, однако, не означает, что их движение здесь ничем не ограничивается. Имеется в виду лишь свободная подвижность в пределах водной оболочки» (1938, стр. 104).

Экспериментальная проверка правильности уравнения привела автора к грустному выводу о том, что «в действительности это уравнение находится в полном противоречии с экспериментальными данными опытов поглощения воды различными коллоидными солями» (1938, стр. 104). Совпадение между вычисленными по вышеприведенному уравнению величинами и наблюденными получилось только для одной единственной величины осмотического давления, которая оказалась равной 49,92 атм., что соответствует 2,08 нормальной корпускулярной концентрации. Эта величина осмотического давления, как указывает Фагелер, отвечает как раз 10%-ной серной кислоте, которая применяется для определения максимальной гигроскопичности по Митчерлиху.

«Таким образом,— говорит Фагелер,— для этой единственной точки оказывается возможным по величине ΣK вычислять количество воды, поглощенной коллоидной солью. Это количество поглощенной воды соответствует, как уже говорилось выше, гигроскопичности (по Митчерлиху), которая в дальнейшем обозначается нами через Hy. Приведенное раньше уравнение:

$$\text{Количество граммов воды, поглощенной 100 г коллоидной соли} = \frac{\text{Нормальное давление при } t^\circ \times \Sigma K}{\pi}$$

для температуры 20° переходит в равенство

$$Hy = \frac{24\Sigma K}{49{,}92 \pm 0{,}8} \approx 0{,}48\Sigma K \text{ »} \quad (1938, \text{ стр. } 105).$$

При этом 24 есть «нормальное давление», т. е. давление одной грамм-молекулы газа, занимающей объем в 1 л, а K — корпускулярная концентрация, пропорциональная числу обменных катионов, т. е. пропорциональная числу миллиэквивалентов одновалентных плюс $^1/_2$ миллиэквивалентов двувалентных плюс $^1/_3$ трехвалентных обменных катионов.

Далее Фагелер ставит вопрос о том, как меняется осмотическое давление связанной воды в зависимости от ее содержания в системе. Ссылаясь на свою более раннюю работу, совместную с Альтеном, в которой они исходили из воззрений Цункера, Фагелер считает, что «...величина как уменьшения, так и увеличения осмотического давления внутри и вне сингулярной зоны частицы пропорциональна *квадрату расстояния*[1], если последнее выразить в единицах Hy. Следовательно, осмотическое давление воды в диффузном слое *для почв с преобладанием одновалентных обменных катионов*[1] будет равно

$$\pi \approx 50\left(\frac{Hy}{W}\right)^2,$$

где W означает содержание воды в системе, выраженное в граммах на 100 г сухого вещества (1938, стр. 106).

Несколько ниже Фагелер говорит, что в случае насыщения двувалентными катионами лучшее совпадение результатов получается, если в последней формуле вторую степень заменить третьей, т. е.

$$\pi = 50\left(\frac{Hy}{W}\right)^3.$$

---

[1] Курсив автора.

Если в эту формулу подставить приведенное раньше значение $//y$, то для вычисления осмотического давления коллоидных солей, насыщенных преимущественно кальцием и магнием, может служить при различном содержании воды следующее уравнение:

$$\pi = 5{,}5\,\frac{\Sigma K^3}{W^3}\,.$$

Обратно, для вычисления содержания воды W_j, соответствующего данному осмотическому давлению π исследуемой системы (поскольку величина осмотического давления зависит от состава противоионов), получаем формулу:

$$W_j = \sqrt[3]{\frac{5{,}5\,(\Sigma K)^3}{\pi}} = 1{,}767\Sigma K\pi^{-\frac{1}{3}}.$$

Несколько ниже, обобщая последнюю формулу, Фагелер говорит: «Если учесть, что большая часть сильно гидратирующихся ионов находится на значительном расстоянии от корпускул, т. е. более равномерно распределяется в связанной воде, то фактическим отношениям, повидимому, должны соответствовать следующие приближенные значения показателей степени:

Катионы		
Na, Li	1,5	степени (градиент)
K, NH_4	2	» »
H	2,5	» »
Ca, Mg	3	» »
Al, Fe	4	» »

При этих условиях *для содержания воды* W_j; *при сравнительном давлении* π *получается следующее общее уравнение*[1]:

$$W_j = 6{,}51\Sigma(\mathrm{Li},\ \mathrm{Na})\,\pi^{-1{,}5} + 3{,}39\Sigma(\mathrm{K},\ \mathrm{NH_4})\,\pi^{-0{,}5} +$$

$$+ 1{,}77\Sigma\left(\frac{\mathrm{Mg}}{2},\ \frac{\mathrm{Ca}}{2}\right)\pi^{-\frac{1}{3}} + 1{,}27\Sigma\left(\frac{\mathrm{Al}}{3},\ \frac{\mathrm{Fe}}{3}\right)\pi^{-\frac{1}{4}} +$$

$$+ 2{,}30\,\mathrm{H}\pi^{-\frac{1}{2{,}5}}\text{»} \quad (1938,\ \text{стр. } 107).$$

Переходя к критической оценке взглядов Фагелера, не знаешь, чему больше удивляться — той ли лихости, с которой исследователь обращается с фактами, или неистощимой изобретательности в тех случаях, когда за неимением фактов автор заменяет их совершенно произвольными, неизвестно откуда взявшимися величинами и соотношениями.

В самом деле, с одной стороны, Фагелер необходимым условием приложимости своего основного уравнения выдвигает неограниченную подвижность ионов (хотя бы в пределах водной оболочки). С другой стороны, он же справедливо указывает на то, что ионы в диффузном слое распределены неравномерно, т. е., очевидно, не обладают свободной подвижностью хотя бы даже в пределах этого слоя. Та же неодинаковость осмотического давления в пределах диффузного слоя нисколько не мешает ему предлагать определение этого давления путем приведения в равновесие

[1] Курсив автора.

гидратированных частичек, с одной стороны, и раствора с известной упругостью пара и известным осмотическим давлением—с другой. Спрашивается, какой же части диффузного слоя соответствует полученная величина осмотического давления? И какой физический смысл вообще имеет величина осмотического давления в остальных формулах? Установив, что уравнение, связывающее осмотическое давление системы с количеством обменных катионов и количеством связанной воды, находится в полном противоречии с экспериментальными данными опытов, Фагелер тем не менее двумя страницами ниже снова возвращается к нему и придает ему универсальное значение. Все показатели, особенно в последней из приведенных формул, оказываются взятыми с потолка. Во всяком случае, никаких упоминаний об экспериментальных данных, на которых могли бы основываться эти показатели, нет. Наоборот, известные нам фактические данные опровергают воззрения Фагелера. Мы уже указывали в предыдущей главе, что влияние природы обменных катионов на сорбцию водяного пара почвами оказывается как раз обратным тому, что утверждает Фагелер. Сорбция парообразной влаги почвами, которые насыщены сильно гидратируемыми одновалентными катионами (натрия, лития), оказывается меньше, чем сорбция почвами, насыщенными кальцием или магнием. Прямые опыты Маттсона по установлению зависимости между давлением и количеством осмотически впитанной воды показали, что природа обменного катиона не влияет на показатель степени при величине давления, который во всех случаях оказался равным $^1/_3$. Все это вместе взятое позволяет характеризовать концепцию Фагелера как явно предвзятую, не только не основанную на точных фактах, но противоречащую многим установленным фактам. Она приложима в самой общей форме лишь в некоторых частных случаях, о которых мы будем говорить ниже.

Взгляды Фагелера полностью разделяются двумя другими германскими исследователями — Альтеном и Курмисом, которым принадлежит большая сводная работа по вопросам поведения влаги в почвах, опубликованная в первом дополнительном томе «Handbuch der Bodenlehre» (за 1939), издаваемой Бланком. Эти авторы полагают, что «...важнейшим фактором, определяющим величину адсорбции воды, а вместе с тем и все поведение воды в почве, являются обменно-связанные, способные к гидратации катионы. При обменно-способных почвах аполярная сорбция воды на поверхностях почвенных частиц должна отступать далеко перед гидратацией роевых ионов...» (1939, стр. 152). При этом, как выясняется из дальнейшего, Альтен и Курмис не различают сорбции воды из водяного пара и из раствора, считая, наравне с Фагелером, что при прочих равных условиях единственным фактором, определяющим величину сорбции, является осмотическое давление раствора, в равновесии с которым— безразлично, через непосредственное соприкосновение или через газовую фазу (т. е. через водяной пар над раствором),— находится сорбент, т. е. почва.

Однако, если Фагелер все свои построения и численные зависимости основывает преимущественно на дедуктивных умозаключениях, то Альтен и Курмис в основу своих выводов кладут результаты экспериментальных исследований. Последние заключались в том, что, приготовив бентонитовую глину, насыщенную различными катионами, Альтен и Курмис определили по методу Трофимова количество связанной воды, применяя хлориды тех катионов, которыми были насыщены соответствующие образцы почв, и избегая, таким образом, усложнений, вносимых взаимным вытеснением различных катионов. Результаты опытов Альтена и Курмиса приведены на рис. 39, где слева даны расчетные кривые, а справа — кривые, получившиеся в результате обработки экспериментальных кривых

и выведения соответствующих уравнений. Сами уравнения получились имеющими следующий вид:

$$W_j = 2{,}21\,\mathrm{Na}\,\pi^{-\frac{1}{2}}; \qquad W_j = 0{,}87\,\mathrm{K}\pi^{-\frac{1}{2}};$$

$$W_j = 0{,}46\,\mathrm{Mg}\,\pi^{-\frac{1}{6}}; \qquad W_j = 0{,}45\,\mathrm{Ca}\,\pi^{-\frac{1}{6}},$$

где W_j — содержание воды в почве, насыщенной соответствующим катионом в граммах на 100 г сухой почвы;

Na, K, Mg, Ca — содержание катиона в миллиэквивалентах на 100 г почвы;

π — осмотическое давление (в атмосферах) системы, находящейся в равновесии с почвой, т. е. в данном случае — равновесного солевого раствора (осмотическое давление «сравнительной системы»).

Для почвы, насыщенной разными катионами, дается уравнение:

$$W_j = 2{,}21\,\mathrm{Na}\,\pi^{-\frac{1}{2}} + 0{,}87\,\mathrm{K}\pi^{-\frac{1}{2}} + 0{,}46\,\mathrm{Mg}\,\pi^{-\frac{1}{6}} + 0{,}45\,\mathrm{Ca}\,\pi^{-\frac{1}{6}}.$$

Учитывая, что максимальная гигроскопичность по Митчерлиху определяется над 10%-ным раствором серной кислоты, который имеет осмотическое давление в 50,6 атм., Альтен и Курмис, вставляя эту величину в последнее уравнение, дают следующую формулу для вычисления величины максимальной гигроскопичности *Hy*:

$$Hy\% = 0{,}311\,\mathrm{Na} + 0{,}122\,\mathrm{K} + 0{,}240\,\mathrm{Mg} + 0{,}234\,\mathrm{Ca},$$

которая, по их словам, при проверке на нескольких почвах дала хорошее схождение.

Попробуем критически разобраться в данных Альтена и Курмиса. Приведенные выше уравнения, устанавливающие зависимость между связанной водой, с одной стороны, и величиной осмотического давления, равновесного солевого раствора — с другой, представляют собой некоторые эмпирические зависимости, сомневаться в справедливости которых у нас нет оснований. Одно существенное замечание, которое, однако, должно быть сделано по этому поводу, заключается в том, что определение количества связанной воды по величине отрицательной сорбции основывается на условном допущении существования резкой границы между «растворяющим» и «нерастворяющим» пространствами. Между тем такой резкой границы, повидимому, не существует и свойства, присущие связанной воде, появляются и усиливаются постепенно, по мере приближения к поверхности той частицы, которая вызывает ориентировку воды. Коэффициенты, стоящие в уравнениях, относящихся к почвам, насыщенным ионом натрия и ионом кальция, в общем находятся в тех же соотношениях, которые характеризуют связывание воды коллоидами, насыщенными этими двумя катионами, по данным других исследователей. В главе III, сопоставляя ряд данных, мы пришли к соотношению примерно около 100 : 450. Данные Альтена и Курмиса дают соотношение $\frac{0{,}45}{2{,}21}$, соответствующие 100 : 490. Однако вследствие того, что давление в соответствующие уравнения входит с разными показателями степени: $-\frac{1}{2}$ для натрия и $-\frac{1}{6}$ для кальция, указанное соотношение имеет место лишь для того случая, когда давление равно единице, т. е. 1 атм., следовательно, когда в качестве «сравнительной системы» применялся слабый солевой раствор, с концентрацией порядка нескольких сотых долей нормального. Такое положение вещей сделается понятным, если мы вспомним, что у других исследователей поглощение

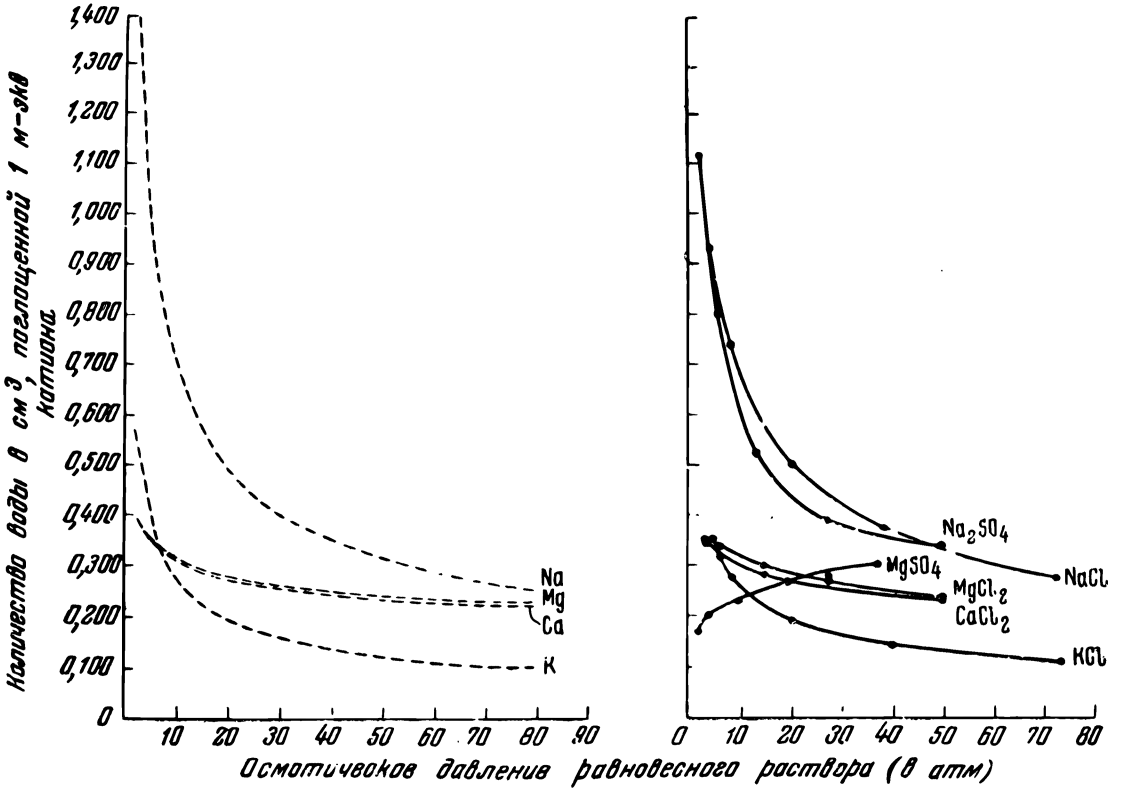


Рис. 39. Зависимость содержания связанной воды в бентоните, насыщенном различными катионами, от концентрации равновесного раствора электролита (по данным Альтена и Курмиса).

Слева — рассчитанные кривые, справа — экспериментальные.

воды измерялось по отношению к чистой воде, а не по отношению к солевым растворам. По мере увеличения концентрации солевого раствора в опытах Альтена и Курмиса количество связанной воды и в случае почвы, насыщенной натрием, и в случае почвы, насыщенной кальцием, уменьшается. Но в первом случае это уменьшение идет несравненно быстрее, чем во втором, вследствие чего разница между количествами воды, связанной почвой, насыщенной натрием и насыщенной кальцием, очень быстро уменьшается и постепенно сходит на нет. Это, между прочим, является доказательством слабой, относительно, связи большей части связанной воды в случае Na-почвы, в то время как значительно меньшая ее часть в этом случае связана весьма прочно. В случае почвы, насыщенной кальцием, доля воды,связанной слабо, значительно меньше и, видимо, не превосходит количества воды, связанной прочно.

Это соотношение особенно отчетливо выявляется на правой стороне рис. 39, внимательное рассмотрение которого не оставляет сомнения в том, что природа связывания воды при малых осмотических давлениях в случае Na-почвы и в случае Ca-почвы — различна. По мере увеличения концентрации солевого раствора, количество воды, связанной Na-почвой, быстро падает, а в случае Ca-почвы уменьшается сравнительно немного. При высоких величинах осмотического давления кривые для Na-почвы и для Ca-почвы стремятся к слиянию и к приобретению направления, параллельного оси абсцисс. Экстраполяция кривых показывает, что предельной величиной содержания связанной воды является примерно 20%. Это соответствует, очевидно, воде, связанной прочно. Максимальная гигроскопичность данной глины равна примерно 22%. Таким образом, опыты Альтена и Курмиса лишь подтверждают установленное ранее Трофимовым (1925) положение о том, что предельная величина «бессолевой пленки», т. е. предельная величина связанной воды примерно равняется величине максимальной гигроскопичности. Учитывая все то, что мы говорили в предыдущей главе о влиянии обменных катионов на сорбцию парообразной влаги, мы можем притти к выводу о том, что «прочно связанная» влага сорбируется главным образом самими почвенными частицами, без сколько-нибудь заметного участия обменных катионов.

Что же касается влаги «рыхло связанной», то, говоря о ней применительно к опытам Альтена и Курмиса, мы должны вспомнить все то, что было сказано в предыдущем разделе настоящей главы. Мы пришли к выводу о том, что кажущаяся значительная сорбция воды почвами, насыщенными одновалентными катионами, особенно катионами лития и натрия, обусловливается не столько гидратацией обменных катионов, сколько распадом почвенных аггрегатов и микроаггрегатов на первичные частички, вследствие чего делается возможной свободная сорбция воды всей поверхностью отдельных элементарных частиц. Гидратация же обменных катионов если и играет какую-то роль в связывании воды, то лишь второстепенную.

Следовательно, Альтен и Курмис, выводя свои формулы, упустили из вида аггрегатное состояние частиц глины и тот факт, что значительная сорбция воды глиной, насыщенной одновалентными катионами, является следствием не высокой гидратации последних, а следствием дезаггрегации вторичных частиц, которая в свою очередь, имеет своей причиной различную «склеивающую» способность двувалентных и одновалентных катионов, не зависящую от степени их гидратации.

Возвращаясь к результатам опытов Альтена и Курмиса, нужно отметить, что есть данные, которые несколько им противоречат. Так, например, Сцигети (Szigetti, 1933), определяя количества связанной воды по методу определения «отрицательной адсорбции» иона хлора и сахара, получил следующие результаты (см. табл. 66).

Таблица 66

Количество связанной воды в жирной глине из Гроссальмероде, в граммах воды на 100 г глины

(по данным Сцигети, 1933, табл. 14 и 18)

Концентрация раствора и его состав	Насыщающий катион							
	H	Li	Na	NH_4	K	Mg	Ca	Ba
Растворы хлоридов								
1,0 н.	2,6	1,8	1,5	0,9	1,2	5,6	2,3	1,5
0,1 н.	9,7	8,2	6,7	5,3	5,5	6,4	5,8	3,2
Растворы сахара								
2,0 н.	9,8	9,2	8,9	4,9	6,0	12,2	11,3	9,6
1,0 н.	12,2	11,1	10,2	7,5	7,8	16,3	14,7	13,4
0,5 н.	15,1	13,3	11,4	11,6	10,0	21,2	18,7	17,3

Как видно из данных таблицы, по опытам Сцигети количество связанной воды, при применении сахара, в глине, насыщенной кальцием и магнием, а также водородом, при всех концентрациях было значительно выше, чем в глине, насыщенной одновалентными металлическими катионами. При применении хлоридов такое же положение наблюдается в случае высоких концентраций солевого раствора, в то время как при низкой концентрации количество воды, связанной глиной, насыщенной катионами щелочных металлов (а также в этом случае и катионом водорода), несколько больше, чем в случае почвы, насыщенной двувалентными катионами.

Таким образом, опыты Сцигети приводят к соотношению, обратному, чем то, которое было в опытах Альтена и Курмиса, и чем то, которое имело место в опытах Оаклея и Смолика, цитируемых в работе Сцигети (1933, табл. 15, § 16). Сцигети считает, что связывание воды вызывается гидратацией обменных катионов.

Причины расхождения между опытами Альтена и Курмиса и опытом Сцигети нам неясны. Они могут, между прочим, крыться в природе самих коллоидов. Кстати сказать, в работе Сцигети есть одно трудно объяснимое обстоятельство, которое ставит под сомнение сравнимость величин, получаемых для глины Гроссальмероде, насыщенной разными катионами. В табл. 6 своей работы Сцигети, на основании данных валового анализа, приводит молекулярные соотношения в образцах глины, насыщенной разными катионами. Эти данные мы воспроизводим в табл. 67.

Таблица 67

Молекулярные соотношения в образцах глины Гроссальмероде, насыщенной разными катионами

(по данным Сцигети, 1933, табл. 6)

Наименование объекта	$SiO_2 : R_2O_3$	Наименование объекта	$SiO_2 : R_2O_3$
H-глина . . .	1,78	K-глина . .	3,54
Li-глина . . .	3,83	Mg-глина . .	5,06
Na-глина . . .	3,93	Ca-глина . .	4,17
NH_4-глина . .	3,77	Ba-глина . .	4,26

Такое колебание отношения $SiO_2 : R_2O_3$, достигающее амплитуды от 1,78 до 5,06, совершенно необъяснимо и вместе с тем ставит под серьезное сомнение сравнимость данных, ибо, как мы хорошо знаем, сорбционные свойства глинных минералов весьма сильно и вполне закономерно зависят от соотношения $SiO_2 : R_2O_3$. Ввиду этого к данным Сцигети приходится относиться с некоторой осторожностью.

Вернемся к работе Альтена и Курмиса. Выше мы привели их формулу для вычисления величины максимальной гигроскопичности по составу обменных катионов. Коэффициент для натрия в этой формуле равен 0,311, а для кальция — 0,234. Таким образом, одна и та же почва, будучи насыщена натрием, должна, согласно этой формуле, иметь максимальную гигроскопичность примерно на $^1/_3$ больше, чем если бы она была насыщена кальцием. Из различных данных, приведенных в главе III, мы уже знаем, что это в общем верно, но более высокая максимальная гигроскопичность почв, насыщенных одновалентными катионами, обусловливается явлениями капиллярной конденсации, в то время как собственно гигроскопичность этих почв ниже, чем почв, насыщенных двувалентными катионами. Что же касается пропорциональности между величиной гигроскопичности и емкостью обмена, то в этом отношении формула Альтена и Курмиса тоже расходится с данными других авторов, как это можно видеть из сопоставления указанной формулы с данными, приведенными в табл. 20, 21, 22 и 23. По формуле Альтена и Курмиса, при максимальном гигроскопическом насыщении почвы, содержащей в обменном состоянии кальций, получается 0,234 г воды на 1 м-экв. емкости, т. е. 13 миллимолей воды, в то время как по экспериментальным данным эта величина в громадном большинстве случаев колеблется в пределах 18—22 мм на 1 м-экв. для негумусных горизонтов, с которыми и следует сравнивать данные Альтена и Курмиса, работавших с бетонитовой глиной. Возможно, впрочем, что бетонит ведет себя иначе, чем почвы и обычные глины.

Что касается, наконец, выведения формул из осмотического давления раствора, то здесь мы имеем, очевидно, лишь случайные численные совпадения. Чтобы убедиться в этом, достаточно сравнить две формулы для вычисления максимальной гигроскопичности почвы, насыщенной кальцием. Фагелер и Альтен, исходя из явлений сорбции водяного пара, вывели такую формулу.

$$Hy = 0{,}5\,Ca : \frac{50{,}6}{22{,}41} = 0{,}222\,Ca,$$

где Hy — величина максимальной гигроскопичности;

Ca — содержание обменного Ca в м-экв. на 100 г почвы;

50,6 атм.— величина осмотического давления 10%-ного раствора серной кислоты;

22,41 — газовая константа, т. е. осмотическое давление идеального 1 *М* раствора.

Альтен и Курмис, исходя из своих опытов, как мы видели выше, дают формулу

$$Hy = \frac{0{,}45\,Ca}{\sqrt[6]{50{,}6}} = 0{,}234\,Ca,$$

где 0,45 — эмпирически найденный коэффициент, а остальные величины — те же.

Обе исходные формулы приводят к одному и тому же численному результату, хотя осмотическое давление (50,6 атм.) входит в них в совершенно различной зависимости. Можно, конечно, черпать большое наслаждение в созерцании таких чудесных совпадений. Но если оценивать это

с точки зрения здравого смысла, то, кроме случайного численного совпадения, в этом можно видеть лишь доказательство обратного — отсутствия какой-либо рациональной зависимости между количеством сорбированной воды и осмотическим давлением, поскольку результат не меняется от того, входит ли последнее в формулу с показателем степени, равном — 1 или $-\frac{1}{6}$.

Перейдем теперь к взглядам Маттсона. Его точка зрения на интересующее нас явление кратко может быть сформулирована в следующем виде.

Маттсон, как и многие другие исследователи, начиная с Гуи, представляет себе коллоидную частичку, в частности частички почвенных коллоидов, в виде ядра, который окружен диффузным слоем ионов. В почвенных коллоидах эти последние в большинстве случаев бывают представлены катионами в связи с тем, что сама частица обычно имеет отрицательный заряд. Катионы, образующие диффузный слой, являются частью обменных катионов, и именно той их частью, которая находится в диссоциированном состоянии («отдиссоциированные катионы»). На эти катионы действуют две противоположно направленные силы: присущее им «осмотическое давление» и электростатическое притяжение со стороны внутреннего слоя коллоидной частицы. Равновесие устанавливается тогда, когда эти две силы сравниваются между собою (Маттсон, 1938, стр. 14). В другом месте (1938, стр. 242) Маттсон поясняет, что ионы диффузного слоя «...стремятся рассеяться по всем направлениям, но удерживаются электростатическим притяжением противоположно заряженного коллоидного комплексного иона, который образует ядро ионной атмосферы». Ионы, отдиссоциированные коллоидной частицей, порождают «осмотическую силу». Из этих высказываний Маттсона вытекает, что диссоциация катионов совершается под действием сил, природа которых остается, в сущности говоря, неясной. Такое впечатление усиливается высказанным здесь же положением о том, что «гидратация ионов, при помощи которой некоторые исследователи объясняли лиофильное поведение коллоидов, рассматривается нами как косвенное влияние, вследствие которого наиболее гидратированные ионы диссоциируют наиболее сильно» (1938, стр. 243).

Явление диссоциации катионов, представляющее, по мнению Маттсона, причину возникновения осмотической силы, имеет своим следствием осмотическое набухание коллоидных частиц. Что причинная связь именно такова, следует из целого ряда высказываний. Так, например, на стр. 233, Маттсон прямо говорит о том, что «очень сильное впитывание воды коллоидом насыщенным натрием по сравнению с коллоидом, насыщенным кальцием, объясняется большой диссоциацией ионов натрия. Это создает высокое осмотическое давление вокруг частиц, которые поэтому, вследствие большого осмотического притока воды, дальше отталкиваются друг от друга»; на стр. 247 находим такую фразу: «...осмотическое впитывание происходит вследствие диссоциации коллоидной частицей способных к диффузии ионов».

Таким образом, Маттсон в своей концепции рассматривает набухание почвенных коллоидов как следствие «осмотической силы», порождаемой диссоциацией обменных катионов, слагающих диффузный слой. Причина же самой этой диссоциации остается неясной. Однако в других местах в словах Маттсона проскальзывают несколько иные мысли. Так, на стр. 13 мы находим указание на то, что «...диссоциация катионов зависит не только от валентности, но и от других причин, среди которых, как было показано Вигнером, наиболее важны атомный объем и степень гидратации. Чем меньше объем катиона, тем больше степень гидратации и количество

молекул воды, притянутых к иону, и тем ниже его потенциал, тем менее чувствителен он к электростатическому притяжению поверхности». На стр. 73 Маттсон указывает, что «в случае очень маленьких ионов, самопотенциал которых слишком высок, стабильность ионов повышается при соединении с молекулами растворителя». На стр. 79, обсуждая возможную роль иона лития, Маттсон пишет: «Ион лития является наиболее слабым свертывающим катионом по той же причине, по которой он является наиболее сильным высаливающим ионом. Он сильно гидратирован и поэтому сильно диссоциирует-ся комплексом, давая начало наиболее высокой осмотической гидратации и увеличивая этим стабильность мицелл».

И, наконец, на стр. 336 Маттсон уже прямо говорит о том, что степень диссоциации обменных катионов «...зависит от природы, валентности и гидратации ионов».

Вместе с тем, однако, Маттсон отнюдь не склонен считать, что вся осмотически впитанная вода представляет собой воду гидратации обменных катионов, как то допускали Фагелер и его единомышленники. Так, на стр. 231—232 (1938) Маттсон говорит: «Предполагалось, что впитанная вода представляет собою воду гидратационных оболочек ионов. Помимо того, что количество впитанной воды часто слишком велико для такого объяснения, есть еще и другие причины, делающие это объяснение неприемлемым». В этом Маттсон несомненно прав. Простой расчет подтверждает это. В одном из опытов, которые мы будем подробно рассматривать ниже, Маттсон нашел, что 1 г бетонита, насыщенного натрием и имевшего емкость обмена около 0,8 м-экв. на 1 г, впитывает около 10 г воды. Допустив полную диссоциацию катионов обменного натрия, которой на деле никогда не бывает, и взяв наибольшую встречающуюся в литературе величину гидратации ионов натрия, равную 66 (по данным Ризенфельда и Рейнгольца), найдем, что обменный натрий, содержащийся в бетоните, мог связать:

$$0{,}8 \times 66 = 53 \text{ миллимоля воды,}$$

что составит

$$53 \times 0{,}018 = 0{,}95 \text{ г воды.}$$

Следовательно, самое большее, одна десятая часть от общего количества впитанной воды может быть отнесена на счет воды гидратации ионов натрия. Если же учесть, что мы пользовались максимальным числом гидратации ионов натрия и исходили из предположения о полной диссоциации этих ионов, то истинная доля гидратационной воды окажется значительно меньшей, нежели полученная нами при помощи приведенного выше расчета.

Таким образом, в представлениях Маттсона о природе и значении осмотической воды в почвах можно обнаружить известного рода эволюцию, которой он, однако, сам не замечает, в связи с чем в его взглядах, высказанных в разное время, не трудно обнаружить противоречия. В чем же причина этих противоречий и как следует в конце концов представлять себе «осмотическое впитывание», о котором говорит Маттсон и которое представляет собою явление, несомненно существующее в природе?

Нам кажется, что основную причину противоречия следует искать прежде всего в механизме диссоциации обменных катионов. Постановка этого вопроса приводит нас, в сущности говоря, к вопросу о причинах электролитической диссоциации вообще, ибо связь между обменными катионами и теми анионами, которые слагают собою поверхность коллоидной частицы и с которыми обменные катионы связаны до тех пор, пока они не перешли в диссоциированное состояние,— какова бы ни была природа этих анионов,—является, несомненно, связью электровалентной. Силы

притяжения, существующие между ионами противоположного знака, весьма велики, и для того, чтобы обменные катионы могли перейти в диссоциированное состояние, к ним должны быть приложены силы достаточно большие, способные вызвать их диссоциацию, т. е. их отсоединение от анионов. Нам кажется, что носителем этой силы являются молекулы воды. Будучи перманентными диполями и притягиваясь своими отрицательно заряженными концами к обменным катионов, т. е. гидратируя эти катионы, диполи воды развивают в результате этой гидратации усилие, необходимое для того, чтобы оторвать обменные катионы от анионов, находящихся на поверхности коллоидных частиц. Степень диссоциации всецело зависит от свойств катиона. Чем меньше радиус катиона, тем, при прочих равных условиях, больше степень его гидратации, другими словами, тем больше то усилие, которое стремится оторвать катион от аниона, т. е. вызвать диссоциацию. Однако эта закономерность действует лишь в пределах одной и той же валентности и наиболее резко проявляется в отношении одновалентных катионов. Как только мы переходим к катионам двувалентным, так сейчас же на все явление резкий отпечаток накладывает величина валентности. Наличие у ионов двух (или, тем более, большего числа) зарядов резко снижает их способность к диссоциации, ибо тех сил, которые развиваются как результат гидратации, оказывается уже недостаточно для того, чтобы вызвать сколько-нибудь значительную диссоциацию двувалентных обменных катионов.

По нашему мнению, первопричину диссоциации обменных катионов следует искать в их гидратации. А само явление гидратации уже представляет собой элемент «осмотического впитывания» по терминологии Маттсона, хотя далеко не исчерпывает его целиком. Таким образом, осмотическое впитывание не есть следствие диссоциации и проявления какой-то таинственной «осмотической силы», а, наоборот, само служит причиной диссоциации обменных катионов.

Из такого представления вытекает одно существенное следствие. К явлениям осмотического впитывания, очевидно, нельзя прилагать представления и количественные закономерности, относящиеся к классическим случаям осмотического давления. Для этих последних обязательным является наличие полупроницаемой мембраны, что составляет необходимое условие возникновения осмотического давления в растворе. У нас нет никаких оснований отождествлять механизм действия полупроницаемой мембраны, с одной стороны, и электрического поля коллоидной частицы, удерживающего около нее в той или иной мере гидратированные обменные катионы,— с другой. Такая аналогия возможна, и то лишь до известной степени, только в том случае, если вообще причину осмотического давления видеть во взаимодействии между частицами растворенного вещества и молекулами растворителя — взгляд, на вероятность которого указывает Каблуков (см. выше).

Допустим, что, исходя из позиций «классической» теории осмотического давления, мы будем искать его причину только в кинетических явлениях. Тогда, прилагая эту точку зрения к нашему случаю, т. е. к коллоидным частицам, с которыми связаны обменные катионы диффузного слоя, причем никакой полупроницаемой мембраны, отделяющей обменные катионы от растворителя — воды, не существует, мы должны были бы причину диссоциации обменных катионов видеть в конкуренции между кинетической энергией молекул воды, с одной стороны, и силами притяжения между обменными катионами и коллоидной частицей — с другой. Говоря иначе, молекулы воды могли бы вызвать диссоциацию обменных катионов и осмотическое набухание, лишь вытеснив из слоя, прилегающего к поверхности коллоидной частицы, некоторое количество обменных катионов. Однако энергия теплового движения молекул воды совершенно

недостаточна для того, чтобы преодолеть огромные силы притяжения между обменными катионами и анионами, слагающими поверхностный слой коллоидных частиц. Поэтому более правильным является объяснение «осмотического набухания» почвенных коллоидов явлениями гидратации отчасти обменных катионов, а главным образом — самих почвенных частичек. Но так как пока что у нас нет прямых доказательств правильности такого взгляда на природу осмотического давления и осмоса (в классических условиях их проявления), то и от применения количественных закономерностей, разработанных для «классических» случаев, к явлениям осмотического впитывания почвенными коллоидами следует воздержаться. Это тем более верно еще и потому, что говорить о «концентрации» диссоциированных обменных катионов в диффузном слое довольно трудно, ибо эта концентрация, меняясь с расстоянием от поверхности частицы в пределах микроскопического объема, оказывается величиной, по существу говоря, фиктивной.

Перейдем теперь к рассмотрению некоторых экспериментальных данных Маттсона. Серией опытов (1938, VIII и XIII главы) им была установлена интересная количественная закономерность, относящаяся к зависимости между количеством осмотически впитанной воды и внешним давлением, производимым на систему. Свои опыты Маттсон выполнил на образце бентонита, насыщенного разными катионами. Густую пасту из бентонита, насыщенного тем или иным катионом, он помещал на воронку Бюхнера, укрепленную в резиновой пробке, закрывавшей колбу Бунзена. Создав в этой последней то или иное разрежение, Маттсон тем самым подвергал свою систему некоторому внешнему давлению в пределах от нескольких миллиметров до 60—70 см ртутного столба. Это давление измерялось при помощи манометра и поддерживалось до тех пор, пока не устанавливалось равновесие, т. е. пока бентонит не переставал отдавать воду. После этого определялось содержание воды в бентоните, соответствующее примененному давлению.

Сопоставив содержание влаги с величинами давления, Маттсон установил, что произведение из количества влаги, удерживаемого бентонитом, на корень третьей степени из величины примененного давления представляет собою постоянную величину, которая зависит от природы обменного катиона.

Выражая это в математической форме, получаем:

$$W\sqrt[3]{P} = K,$$

где W — количество удерживаемой воды на единицу веса бентонита
P — примененное давление;
K — константа, зависящая от природы обменного катиона, насыщающего бентонит.

Выражая P в сантиметрах ртутного столба, а W — в граммах воды на 1 г бентонита, Маттсон получил следующие численные зависимости для изученных им объектов:

	$W\sqrt[3]{P}$
1. Естественный бентонит (насыщен преимущественно натрием)	13,54
2. Бентонит электродиализированный, невысушенный	7,55
3. Бентонит, электродиализированный и доведенный до воздушно-сухого состояния	3,02
4. Бентонит, насыщенный магнием и доведенный до воздушно-сухого состояния	3,01
5. Бентонит, насыщенный кальцием и доведенный до воздушно-сухого состояния	2,99
6. Бентонит, насыщенный кальцием и доведенный до воздушно-сухого состояния	5,31
7. Бентонит, насыщенный литием и доведенный до воздушно-сухого состояния	10,54

Анализируя эти данные, прежде всего следует подчеркнуть однородный характер количественной закономерности, выразившийся в том что для всех объектов и всех примененных давлений (кроме весьма низких, порядка нескольких миллиметров ртутного столба) получилась строгая связь с кубическим корнем из величины давления. Рассмотрение отдельных определений свидетельствует о большой точности экспериментального материала.

Следует отметить, что уравнение Маттсона совершенно тождественно упоминавшемуся выше уравнению Фагелера. Последний нашел, что

$$W_j = 1{,}767 \cdot \Sigma K \cdot \pi^{-\frac{1}{3}},$$

где W_j — содержание воды в граммах на 100 г сухой почвы;

ΣK — сумма обменных катионов в миллимолях на 100 г сухой почвы;

π — осмотическое давление в атмосферах.

Преобразуем эту формулу, выразив давление в сантиметрах ртутного столба и отнеся все величины к 1 г почвы, т. е. приведем ее к тем единицам, в которых выражено уравнение Маттсона.

Очевидно, что $\pi = \frac{P}{76}$.

Емкость обмена бентонита, с которым работал Маттсон, равна 0,8 м-экв. на 1 г почвы, т. е. 0,4 миллимоля при двувалентных катионах. Тогда формула Фагелера принимает такой вид:

$$W_j = 1{,}767 \cdot 0{,}4 \cdot \left(\frac{P}{76}\right)^{-\frac{1}{3}},$$

откуда

$$W_j \cdot P^{\frac{1}{3}} = 1{,}767 \cdot 0{,}4 \cdot (76)^{\frac{1}{3}} = 2{,}99$$

и

$$W_j \cdot P^{\frac{1}{3}} = 2{,}99,$$

т. е. мы получаем уравнение Маттсона для бентонита, насыщенного кальцием, магнием или водородом.

Аналогичную количественную зависимость можно вывести и из более поздних данных Вудрэффа (1940). Он изучал изменение содержания влаги в почвенных коллоидах в зависимости от величины давления, приложенного к коллоиду. При высоких величинах влажности, вплоть до pF = 4,34, он пользовался методом ультрафильтрации, а при более низких — методом измерения упругости водяного пара. Исходное содержание влаги в коллоидах равнялось 800—1000%. Результаты наблюдений в работе Вудрэффа представлены в форме графика, изображающего зависимость между логарифмом давления и логарифмом влажности; зависимость оказалась линейной. Снимая с графика соответствующие величины, получаем уравнение:

$$\lg P = 3{,}18 - 3{,}18 \lg W,$$

или

$$W \cdot P^{0{,}314} = 10,$$

т. е. весьма близкое к уравнению Маттсона. Это дает право рассматривать данную зависимость как универсальную.

Представляется интересным выяснение вопроса о физической сущности уравнения

$$PW^3 = \text{const}.$$

Не беря на себя разрешение этого вопроса, укажем лишь, что это уравнение вполне тождественно уравнению адиабаты «одномерного газа», т. е. такого газа, все молекулы которого движутся лишь в одном направлении и именно в том, в котором происходит расширение газа (Герцфельд, 1935, стр. 28—29).

Возвратимся к результатам работ Маттсона.

Второй интересный вывод, напрашивающийся из сопоставления констант для бентонита, насыщенного кальцием, магнием и электродиализированного и высушенного (случаи 3, 4 и 5), касается вопроса о степени диссоциации этих катионов. Константы в этих трех случаях получились совершенно одинаковые. Между тем свойства таких ионов, как кальций и магний, с одной стороны, и водород — с другой, как известно, весьма различны. Особо здесь должен быть поставлен вопрос о водородном ионе. Известно, что при обработке электродиализированных коллоидов нейтральными солевыми растворами в фильтрат переходит не водородный ион, а ион алюминия. А так как в самом процессе электродиализа в коллоидный комплекс внедряется, несомненно, ион водорода, то можно говорить о своего рода «превращении» водородного иона, замещающего в процессе диализа в коллоидном комплексе катионы обменных оснований, в ион алюминия, появляющийся в качестве обменного при обработке электродиализированного коллоида нейтральным солевым раствором. Каким образом можно толковать это явление?

Нам кажется, что одним из возможных, хотя, вероятно, не единственным, толкованием является следующее. По мнению многих исследователей, как, например, Бэр и Тенделуу (Bär and Tendeloo, 1936), на поверхности коллоидной частицы находится большое количество гидроксильных ионов, из которых и состоит по преимуществу внутренний, потенциал-определяющий слой. При замещении обменных оснований водородным ионом — в процессе ли электродиализа или обработки раствором кислоты — водородные ионы, замещающие катионы обменных оснований, соединяются с гидроксильными ионами, слагающими потенциал-определяющий слой, причем образуются молекулы воды. В результате этого коллоидная частица как бы лишается своего двойного слоя, который превращается в воду. Это исчезновение двойного слоя может распространяться на всю поверхность частицы, если потенциал-определяющий слой состоит исключительно из гидроксильных ионов, или только на отдельные участки частиц, если в составе потенциал-определяющего слоя имеются и другие анионы. При этом, однако, на месте исчезнувшего двойного слоя немедленно возникает новый, за счет, очевидно, разрушения ядра коллоидной частички, ибо обменным оказывается ион алюминия — один из основных компонентов, слагающий собою ядро коллоидных частиц.

Таким образом, в электродиализированной почве обменными катионами являются либо катионы алюминия (в соответствии с только что сказанным), либо катионы водорода. Как мы указывали выше, в опытах Маттсона константа уравнения набухания оказалась одинаковой для бентонита, насыщенного кальцием и магнием, и бентонита электродиализированного, т. е. имеющего в качестве обменных катионов либо ионы водорода, либо ионы алюминия. Одинаковость констант позволяет сделать заключение о том, что и степени диссоциации этих катионов были одинаковы, ибо, если бы это было не так, то и величины осмотического впитывания были бы различны, что выразилось бы в различии констант. Ионы кальция и магния, с одной стороны, водорода — с другой, и алюминия — с третьей, настолько различны по своим свойствам, что считать их одинаково диссоциированными можно, как нам кажется, только в одном случае: если принять, что степень их диссоциации равна нулю или весьма близка к этой величине. Такое предположение подтверждается некоторыми

определениями степени диссоциации обменных катионов, которые мы находим в литературе. Так, Антипов-Каратаев с сотрудниками (1935) нашли следующие величины электропроводности для суспензий суглинка, насыщенного разными катионами:

Насыщающий катион	Удельная электропроводность в обратных омах	Насыщающий катион	Удельная электропроводность в обратных омах
Li	$13{,}59 \cdot 10^{-5}$	Ca	$5{,}60 \cdot 10^{-5}$
Na	$12{,}45 \cdot 10^{-5}$	Ba	$5{,}00 \cdot 10^{-5}$
K	$8{,}82 \cdot 10^{-5}$	H	$5{,}00 \cdot 10^{-5}$
Mg	$5{,}66 \cdot 10^{-5}$		

Примечание. Мы приводим данные электропроводности, не упоминая о вычисленных на их основе величинах степени диссоциации ввиду того, что в формулу для вычисления последней вводится условная величина «подвижность коллоидного аниона».

Из этих величин видно, что и по электропроводности, которая является функцией степени диссоциации, суглинок, насыщенный кальцием, магнием и водородом (или алюминием), ведет себя совершенно одинаково.

Придя к выводу о том, что в почвенных коллоидах, насыщенных кальцием, магнием и водородом (или алюминием), степень диссоциации обменных катионов близка к нулю, мы ставим тем самым перед собой новый вопрос: чем же в таком случае вызывается осмотическое набухание этих коллоидов, раз диссоциация их обменных катионов подавлена, а следовательно, подавлена и гидратация?

Выше мы показали, что если даже допустить полную диссоциацию и высокую степень гидратации обменного катиона натрия, то и в этом случае вода гидратации натрия может составить в лучшем случае лишь 10% от общего количества воды, впитанной бентонитом, насыщенным ионом натрия.

Ответ на сформулированный только что вопрос заключается в том выводе, к которому мы пришли уже в предыдущем разделе настоящей главы. Так называемое «осмотическое впитывание» вызывается не только и не столько гидратацией обменных катионов, даже если таковыми являются натрий или литий, сколько связыванием воды непосредственно поверхностями самих коллоидных частиц[1].

Приняв во внимание, что опыты Маттсона относятся к бентониту, т. е. к коллоидным минералам типа монтмориллонита, мы можем ту или иную долю набухания отнести на счет набухания внутрикристаллического, т. е. на счет внедрения молекул воды в межпакетные пространства кристаллической решетки монтмориллонита. Какими силами при этом удерживается вода? Некоторые данные для ответа на этот вопрос мы находим в работе Гоффмана и Гизе (Hoffman und Giese, 1939). Эти авторы исследовали рентгеноспектроскопически суспензии бентонита в воде и в солевых растворах разной концентрации. Исследованию подверглись Ca-бентонит и NH_4-бентонит. Результаты получились следующие (см. стр. 189).

В то же самое время «нерастворяющее пространство» или «бессолевая пленка» претерпевали значительное изменение в зависимости от концентрации солевого раствора.

[1] Поясним, что, говоря о «коллоидных» частичках применительно к почвам, мы всегда имеем в виду частицы илистой фракции, т. е. частицы, поперечник которых меньше 0,001 мм, поскольку именно начиная с этой границы коллоидные свойства почвенных частичек проявляются весьма резко. Как известно, в коллоидной химии верхним пределом размера коллоидных частиц принято считать 0,0002 мм.

Концентрация и состав раствора		Расстояние между пакетами (001) в Å
	Кальциевый бентонит	
$CaCl_2$	2 н.	18,97
	0,15 н.	19,2
	0,005 н.	19,9
Вода		20,05
	Аммонийный бентонит	
NH_4Cl	3,0 н.	14,35
	0,005 н.	14,7
Вода		15,0

Авторы подчеркивают, что в бентоните, насыщенном кальцием, количество связанной воды, судя по величине внутрикристаллического набухания, гораздо больше, чем в бентоните, насыщенном ионом аммония. Изменение же концентрации солевого раствора не оказало заметного влияния на величину набухания.

Из этого, как нам кажется, можно сделать тот вывод, что внутрикристаллическое набухание в этом случае не было результатом «осмотического впитывания», связанного с поведением обменных катионов. Молекулы воды связывались не обменными катионами, а поверхностями пакетов, слагающих кристаллы монтмориллонита. Именно к этому случаю могут быть отнесены представления Хендрикса и Джефферсона, о которых см. ниже (стр. 194).

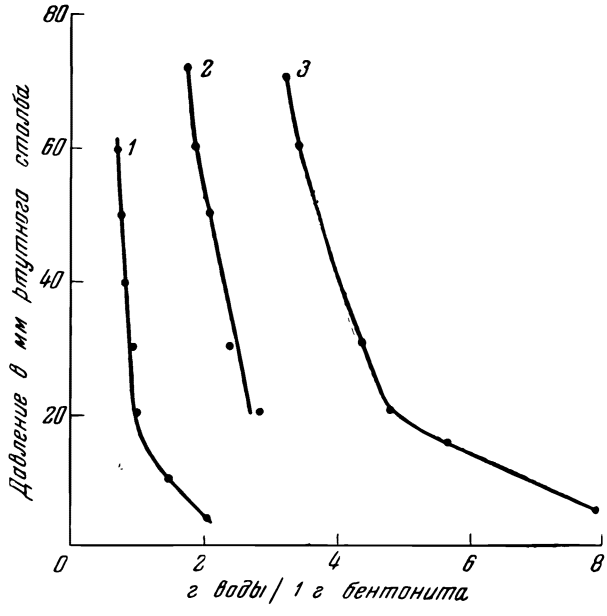


Рис. 40. Зависимость между содержанием воды в бентоните и давлением отсасывания (по данным Маттсона).

1 — электродиализированный высушенный бентонит; *2* — электродиализированный невысушенный бентонит; *3* — естественный бентонит.

Рассматривая данные Маттсона, нельзя не обратить внимания на огромную разницу в набухании высушенного и невысушенного электродиализированного бентонита. Напомним, что исходный бентонит был насыщен натрием. Электродиализированный бентонит, не подвергавшийся высушиванию, как это можно видеть на рис. 40, оказался обладающим несравненно более значительной способностью к набуханию, нежели просушенный после электродиализа.

Этот опыт по своим результатам напоминает рассмотренный выше опыт Пури и Рая. Какая-то, и ри этом значительная, часть влаги, составлявшей водные оболочки частиц естественного, насыщенного натрием бентонита, не исчезла с заменой обменного иона натрия ионом водорода (или алюминия). Очевидно, что эта часть влаги не являлась водой гидратации ионов натрия. Лишь последующее высушивание необратимо удалило

эту влагу. Вспомнив сказанное выше о влиянии обменных катионов, мы можем сделать вывод, что и в опытах Маттсона роль катионов лития и натрия заключалась не в том, или не столько в том, что они создавали водные оболочки вокруг почвенных частиц за счет слияния присущих им самим водных оболочек, сколько в том, что эти ионы не обеспечивали прочного сцепления, или «склеивания», коллоидных частиц между собой при высушивании бентонита. В результате этого, при последующем смачивании бентонита, вода, связываясь непосредственно поверхностью частиц (а не обменными катионами), смогла проникнуть между частицами, раздвинуть их друг от друга, и вызвать набухание бентонита. В то же время в бентоните, насыщенном многовалентными катионами, эти последние при высушивании вызвали настолько прочное сцепление, или «склеивание», частиц между собой, что при последующем смачивании та сила, с которой частицы притягивают к себе молекулы воды, оказалась недостаточной для того, чтобы раздвинуть друг от друга первичные частицы бентонита. Вследствие этого он остался в форме аггрегатов, а набухание в нем наблюдалось лишь весьма незначительное.

Ко всему этому необходимо добавить, что опыты Маттсона, а следовательно, и многие вышеприведенные рассуждения, относятся к бентониту, т. е. к объекту, коллоидная часть которого весьма велика и при этом представлена исключительно монтмориллонитом. Нам хорошо известно, что в состав почвенных коллоидов в значительных количествах входят и другие минералы: гидрослюды, серицит, каолинит, кварц и др. Кроме того, возможно, что во многих случаях ядро коллоидной частицы может состоять из того или иного определенного глинного минерала, но ее поверхность может быть сильно изменена процессами почвообразования и выветривания и не соответствовать по своим свойствам ядру. Поэтому результаты исследований Маттсона и все вытекающие из них выводы имеют пока лишь ограниченное значение и должны быть проверены на достаточном числе образцов почвенных коллоидов, относящихся к почвам различного генезиса.

То, что бентонит не может служить моделью почвенных коллоидов, подтверждается цитировавшейся уже выше работой Бевера и Винтеркорна (Baver and Winterkorn, 1935). Они указывают на то, что бентониты гидратированы в несколько раз больше, чем почвенные коллоиды, даже при близком гранулометрическом составе, и являются при этом устойчивыми, независимо от природы насыщающего катиона.

В итоге сказанного в настоящем разделе, мы приходим к выводу, что рассмотренные взгляды Фагелера, Альтена и Курмиса и Маттсона плохо согласуются с большой совокупностью известных нам фактов. Связывание воды обменными катионами, которому названные исследователи приписывают ведущее или даже исключительное значение не только в водоудерживающей способности почв, но и почти во всех явлениях водного режима почв, на самом деле оказывается имеющим подчиненное значение. Первенствующую роль в связывании воды почвой, как это вытекает из ряда фактов, рассмотренных в этом разделе, играет все же гидратация самой поверхности почвенных частиц, а не обменных катионов. Последние, хотя и принимают некоторое участие в данном явлении, но их роль второстепенна.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Подводя итоги всему сказанному выше, мы видим, что в результате взаимодействия между почвой и жидкой водой часть воды в почве обособляется и приобретает некоторые особые свойства. Эта часть воды, как мы видели, неспособна растворять в себе растворимые, вообще говоря, веще-

ства (соли, сахар и т. д.); она лишена электропроводности; при ее взаимодействии с твердой частью сухой почвы выделяется теплота; она имеет плотность выше единицы; она имеет теплоемкость, приближающуюся к теплоемкости льда (0,5); она не замерзает при охлаждении до —78°: ее диэлектрическая постоянная равна 2,2.

Наибольшее содержание влаги, обладающей всеми этими свойствами, по большей части несколько ниже величины максимальной гигроскопичности. Этому содержанию отвечает представление о максимальной адсорбционной влагоемкости почв (МАВ).

Все эти факты служат достаточным основанием для того, чтобы считать эту часть почвенной влаги тождественной влаге собственно гигроскопической, с той только разницей, что вода гигроскопическая появляется в почве в результате связывания (адсорбции) влаги из паров последней, а рассматриваемая нами особая форма воды образуется в результате соприкосновения с почвенными частицами жидкой воды. В остальном, повторяем, эти две формы воды тождественны.

Эту часть почвенной влаги мы рассматриваем как связанную поверхностью почвенных частиц. Связывание происходит за счет электрических свойств, присущих, с одной стороны, поверхностям почвенных частиц, а с другой — дипольным молекулам воды.

Особенности, свойственные рассматриваемой части воды и только что перечисленные выше,— главным образом ее высокая плотность, неразрушаемость растворами с высоким осмотическим давлением и т. д.,— позволяют утверждать, что эта часть влаги удерживается очень большими силами. Поэтому и принято называть ее *прочно связанной*.

Нас не должно смущать то обстоятельство, что максимальная адсорбционная влагоемкость по многим определениям (электропроводность, теплота смачивания, данные Трофимова и др.) несколько ниже максимальной гигроскопичности. Мы знаем, что величина МГ слагается из воды адсорбированной, т. е. собственно гигроскопической, и воды капиллярно конденсированной. Прочно связанная вода тождественна лишь собственно гигроскопической влаге, вследствие чего ее наибольшее возможное содержание и должно быть несколько ниже величины МГ.

Кроме влаги прочно связанной, в почве, как мы видели, можно обнаружить существование другой категории связанной воды — *воды рыхло связанной*, которая значительно отличается по многим свойствам от влаги прочно связанной и достаточно отчетливо от нее отграничивается (см. рис. 33). Из всех особых свойств, присущих воде прочно связанной, рыхло связанная вода бесспорно обладает лишь одним — пониженной способностью растворять в себе различные растворимые в воде вещества[1]. Именно по данному признаку легче всего устанавливается существование этой категории связанной воды (см. опыты Трофимова и Долгова). При этом, если воду прочно связанную мы вправе считать полностью неспособной растворять растворимые соединения — на это указывает отсутствие у нее электропроводности,— то к воде рыхло связанной такое суждение отнесено быть не может. Выше мы видели, что электропроводность появляется уже при влажности почвы, лишь незначительно превышающей величину МГ, или даже несколько более низкой, т. е. при самом минимальном содержании воды рыхло связанной. Напомним, кроме того, что вычисление нерастворяющего объема основывается на том условном допущении, что между нерастворяющим объемом и остальной частью раствора имеется резкая граница, по одну сторону которой кон-

[1] Возможно еще, что рыхло связанная вода замерзает при температуре несколько меньшей 0°, но это не ясно.

центрация растворенного соединения — индикатора равна нулю, а по другую — имеет некоторую постоянную величину, т. е. раствор является однородным.

У нас нет никаких данных для утверждения, что такое допущение отвечает действительности. Гораздо более вероятным можно считать образование между слоем прочно связанной воды и свободным раствором переходного слоя, в котором концентрация растворенных веществ (в том числе и индикатора) постепенно растет по направлению от поверхности частиц. Толщина такого переходного слоя, образованного рыхло связанной водой, естественно, должна быть гораздо больше, чем слоя, полностью лишенного растворимых веществ, существование которого нами условно допускается.

Но так или иначе, а существование рыхло связанной воды является фактом, доказанным достаточно бесспорно. Ее условно минимальное содержание в незасоленных почвах может достигать, как мы видели выше, двух- четырехкратной величины МГ.

Исследования Дерягина свидетельствуют о том, что рыхло связанная вода должна обладать и некоторыми особыми механическими свойствами, сопряженными с ее взаимоотношениями с твердыми частицами почвы. Эти особые механические свойства выражаются в пониженной подвижности рыхло связанной воды. Однако об этом свойстве рыхло связанной воды в почве мы скорее догадываемся по некоторым косвенным данным, чем судим на основании каких-либо прямых данных.

Обратимся теперь к вопросу о том, в чем заключается самый, так сказать, механизм связывания воды твердой частью почвы.

В системе «твердые частицы почвы — почвенный раствор» дипольные молекулы воды, входящие в последний, являются, можно сказать, объектом конкуренции со стороны, во-первых, твердых частиц почвы, среди которых наибольшее значение имеют коллоидальные частицы, как обладающие наибольшей поверхностью и, следовательно, наибольшей поверхностной энергией; во-вторых, со стороны обменных катионов, как бы стремящихся быть гидратированными; в-третьих, со стороны свободных ионов и молекул почвенного раствора, также стремящихся быть гидратированными. Первые два фактора стремятся уменьшить подвижность воды, т. е. увеличить количество связанной воды и уменьшить количество «свободной» влаги. Третий фактор оказывает противоположное влияние: он стремится уменьшить количество воды, связанной почвой.

Наконец, на поведение и состояние воды существенное влияние оказывает наличие теплового движения ее молекул, которое, вообще говоря, препятствует закреплению молекул воды — как молекулами и ионами растворимых веществ, так и почвенными частицами.

Понижение способности растворять электролиты и другие вещества у связанной воды должно объясняться следующим образом. Процесс растворения электролитов тесно связан с гидратацией ионов этих электролитов и даже, вероятно, в значительной мере является ее следствием. Гидратация ионов заключается, как известно, в притяжении ионом и в ориентации вокруг него диполей — молекул воды. К такой ориентации способны только свободные диполи. Те диполи, которые уже ориентированы — около других ионов или около коллоидных частиц, могут притянуться данным ионом только при том условии, что он обладает большей силой притяжения, нежели остальные ионы и коллоидные частицы. Когда мы вводим в воздушно-сухую почву, как это делал Трофимов, раствор какого-либо электролита, почвенные частицы, а также в какой-то мере и связанные с ними обменные катионы притягивают к себе часть молекул воды из введенного раствора. Это возможно потому, что часть молекул воды в этом растворе либо полностью свободна (и таких молекул тем боль-

ше, чем слабее раствор), либо настолько слабо связана с ионами электролита, что силы притяжения, исходящие от почвенных частиц (и обменных катионов), превышают силы, связывающие молекулы воды с ионами электролита, и отнимают их у последних. Другими словами, часть молекул раствора подвергается, так сказать, переориентации, теряя связь с ионами электролита и вступая в таковую с почвенными частицами (или обменными катионами). Вследствие этого концентрация воды во введенном растворе уменьшается, а это вызывает увеличение концентрации электролита, что мы и констатируем. Чем более концентрированный раствор электролита мы вводим в почву, тем меньше молекул воды приходится на каждый ион, тем тоньше гидратационные оболочки ионов, тем прочнее молекулы воды связаны с ионами электролита, тем меньшее число этих молекул может быть отчуждено почвенными частицами или обменными катионами, тем меньшим будет понижение концентрации воды в растворе и тем меньшим будет наблюдаемое нами повышение концентрации электролита. При высокой влажности почвы, помимо возможного механического вытеснения почвенного раствора вводимым в почву раствором электролита, может иметь место явление, обратное только что рассмотренному. Часть влаги, находящейся в почве в связанном состоянии, может быть настолько слабо связана с почвенными частицами (и обменнымп катионами), что ионы электролита могут оттянуть ее, в результате чего концентрация свободной влаги в почве возрастет и мы будем наблюдать понижение концентрации электролита, что и имело место в соответствующих опытах Трофимова.

Таким образом, оболочку, состоящую из связанной воды, образующуюся в соответствии с вышеописанным, отнюдь не следует представлять себе как резко отграниченную от остальной массы влаги, находящейся в почве. Наоборот, эта граница, особенно при высокой влажности почвы, должна представляться нам как нерезкая, размытая. Отсутствие резкости объясняется, во-первых, тем, что силы притяжения, исходящие от почвенных частиц, обменных катионов и свободных катионов почвенного раствора, не обрываются резко, а изменяются постепенно и при этом накладываются друг на друга. Во-вторых, и молекулы воды и ионы электролита находятся в состоянии непрерывного теплового движения, в связи с чем вещества, растворенные в почвенном растворе, могут проникать в оболочки связанной воды, находящиеся вокруг почвенных частиц. Поэтому концентрация веществ, растворенных в почвенном растворе, изменяется при переходе от почвенного раствора к оболочке связанной воды не резко, а постепенно. Именно в силу этого вычисление объема связанной воды по величине «отрицательной адсорбции» веществ, находящихся в почвенном растворе, т. е. «нерастворяющего объема» — и является условным. Оно основывается на заведомо неточном допущении, что существует оболочка из связанной воды, в которой концентрация данного растворенного вещества равна нулю, и существует внешний почвенный раствор с концентрацией, равной некоторой экспериментально определенной величине, которая во всех точках объема, занимаемого раствором, является истинной постоянной величиной. Вычисление нерастворяющего объема, основанное на этом допущении, дает некоторую минимальную величину. На самом деле, радиус действия почвенной частицы, вызывающего ориентацию молекул воды, несомненно больше, но чем дальше от поверхности почвенной частицы, тем молекулы воды ориентированы менее прочно, тем все сильнее и все в большей и большей мере они испытывают на себе притяжение со стороны ионов и молекул веществ, находящихся в «свободном» почвенном растворе. Иными словами, концентрация тех веществ, по «отрицательной адсорбции», которых мы судим о связывании воды, от «свободного» почвенного раствора по направлению

к поверхности почвенной частицы уменьшается постепенно, а не падает внезапно до нуля.

В тех случаях, когда с раствором электролита (или просто с водой) взаимодействует почва, влажность которой лежит в пределах между нулем и величиной МАВ, ориентация молекул воды около почвенных частиц сопровождается, как мы знаем, потерей присущей им кинетической энергии, что и выражается в выделении теплоты смачивания. Сущность этого явления была установлена, как мы говорили уже выше, Думанским и Войцеховским на примере крахмала. Оно наблюдается при образовании лишь прочно связанной воды. Образование оболочки из воды рыхло связанной выделением тепла не сопровождается, из чего мы вправе заключить, что молекулы воды, входящие в состав этой оболочки, присущей им кинетической энергии теплового движения не теряют.

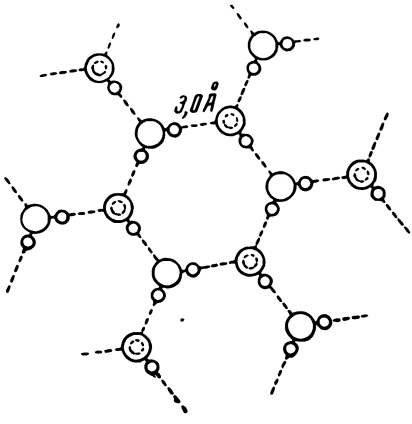


Рис. 41. Плоский слой сорбированных молекул воды, связанных одна с другой в гексагональную сетку (по Хендриксу и Джефферсону).

Крупные кружки — ионы кислорода, мелкие — ионы водорода.

Таковы те самые общие представления о механизме связывания воды, которые вытекают из всей суммы известных нам фактов. Наряду с этими представлениями мы находим в литературе попытки некоторой детализации этих явлений.

Прежде всего необходимо упомянуть о попытках проведения аналогии между плотно связанной водой и льдом, которые мы находим у Думанского (1934) и Винтеркорна (Winterkorn, 1943).

Оригинальные представления о характере связывания воды мы находим у Хендрикса и Джефферсона (Hendricks and Jefferson, 1938). Эти исследователи предполагают, что над частицами слоистых минералов адсорбированная вода располагается слоями, параллельными поверхности плоских кристаллов. В пределах каждого слоя молекулы воды образуют шестиугольную плоскую решетку. Строение такой решетки изображено на рис. 41, а расположение решеток над поверхностью кристалла минерала — на рис. 42. Рисунки эти достаточно понятны и особых пояснений не требуют.

Представления Хендрикса и Джефферсона, несомненно, представляют значительный интерес, но пока являются по преимуществу умозрительными.

Брэдли, Грим и Кларк (Bradley, Grim and Clark, 1937), изучая рентгеноспектроскопически процесс сорбции водяного пара монтмориллонитом, обнаружили, что в диффракционных спектрах изменение высоты ячеек монтмориллонита шло не постепенно с нарастанием влажности, а скачкообразно. Они объясняют это тем, что обводнение монтмориллонита выражалось в последовательном внедрении слоев воды, в которых молекулы находились в гексагональной упаковке. Каждый новый слой соответствовал шести молекулам воды на одну элементарную ячейку кристалла. Всего указанным авторам удалось наблюдать образование четырех слоев воды, поглощенной межпакетно.

Резюмируем все сказанное в этой главе.

1. Почва обладает способностью связывать воду. Это выражается в том, что при соприкосновении ее с водой вокруг почвенных частиц обра-

зуются водные оболочки, вода которых обладает некоторыми свойствами, отличающими ее от свободной жидкой воды.

2. Связанная вода отчетливо делится на две категории, резко отличающиеся одна от другой: воду, связанную прочно, и воду, связанную рыхло.

3. Прочно связанная вода обладает плотностью, превышающей единицу, теплоемкостью около 0,5, неспособна проводить электрический ток, не замерзает при температуре вплоть до —78°, неспособна содержать в себе растворимые в воде вещества, обладает механическими свойствами, сближающими ее с твердым телом. При связывании этой воды выделяется энергия в виде теплоты смачивания.

4. Наибольшее количество прочно связанной воды, которое может содержаться в почве, называемое максимальной адсорбционной влагоемкостью, обычно несколько меньше величины максимальной гигроскопичности.

5. Прочно связанная вода тождественна воде собственно гигроскопической.

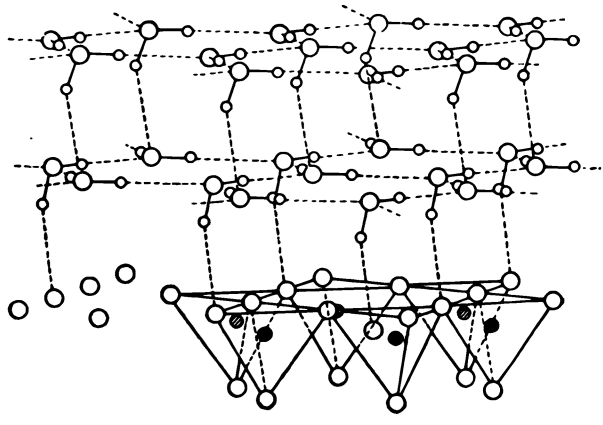


Рис. 42. Слои сорбированных молекул воды над поверхностью кристалла глинного минерала.

Крупные белые кружки — ионы кислорода, мелкие кружки — ионы водорода, зачерненные кружки — ионы кремния в кремнекислородных тетраэдрах минерала (по Хендриксу и Джефферсону).

6. Прочно связанная вода удерживается силами притяжения, исходящими от поверхности почвенных частиц. Обменные катионы если и принимают участие в ее связывании, то лишь очень небольшое.

7. Рыхло связанная вода отличается от прочно связанной тем, что из всех особых свойств, присущих последней, она обладает лишь пониженной способностью растворять в себе растворимые вещества и, возможно, пониженной температурой замерзания и особыми механическими свойствами.

8. Наибольшее содержание рыхло связанной воды может в 2—4 раза и более превышать величину максимальной гигроскопичности, завися, при прочих равных условиях, от концентрации растворенных в ней веществ.

9. Удержание как прочно, так и рыхло связанной воды исследователями русской школы (Лебедев, Трофимов и другие) объясняется исключительно или по преимуществу влиянием сил, исходящих от поверхности самих частиц. Зарубежные исследователи (Фагелер, Альтен и Курмис и другие) рассматривают рыхло связанную воду преимущественно или даже исключительно как воду гидратации обменных катионов.

10. Рассмотрение новейших работ Шарова, Айдиняна, Пури и Рая позволяет утверждать, что толщина водных оболочек, создающихся вокруг почвенных частиц, не зависит или почти не зависит от природы обменного катиона.

11. Те же работы показывают, что почвенным коллоидам, насыщенным водородом, натрием, литием, калием, кальцием и магнием, может быть сообщена одинаковая степень пептизации. Разница между этими коллоидами заключается лишь в том, что при высушивании H-, Ca- и Mg-коллоиды

подвергаются необратимому при последующем новом смачивании аггрегированию, в то время как Na- и Li-коллоиды аггрегируются обратимо.

12. Степень диссоциации обменных катионов очень мала, измеряясь немногими процентами. Для одновалентных катионов она лишь немного выше, чем для многовалентных.

13. Из всего этого следует, что рыхло связанная вода удерживается по преимуществу силами, исходящими от самой поверхности частиц и от внутренних слоев связанной воды и лишь в незначительной мере — силами, исходящими от обменных катионов. Иными словами, «осмотическое впитывание» на самом деле представляет собою по преимуществу гидратацию самих почвенных частиц, а отнюдь не гидратацию обменных катионов.

Глава V

ПОДВЕШЕННАЯ ВЛАГА В ПОЧВАХ И ГРУНТАХ

1. ОБЩИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ

Термин «подвешенная вода» ведет свое происхождение из работ Лебедева, который еще в 1911 г. писал, что «в условиях нашего юга, где имеется так называемый мертвый горизонт, вода верхних горизонтов почвы также в и с и т в капиллярах, так как не имеет связи с грунтовой водой...» (1936, стр. 248).

Позднее Качинский (1934, стр. 10, 42 и сл.) ввел этот термин в широкое употребление, предложив различать в почве влагу капиллярно подпертую и капиллярно подвешенную и связав с этими понятиями некоторые водно-физические константы почв, о которых мы будем говорить ниже. В зарубежной литературе этот термин встречается у Цункера (Zunker, 1930).

Ниже мы постараемся показать, что, в зависимости от механического состава почв или грунтов, природа удержания в них подвешенной влаги может быть различной. А пока мы будем говорить просто о влаге подвешенной.

Сущность самого явления заключается в том, что почва или грунт могут удерживать в своих верхних слоях, без заметного стекания вниз, некоторое количество влаги, причем лежащие ниже слои почвы или грунта нередко имеют влажность, значительно более низкую, нежели те слои, в которых находится подвешенная влага. Характерной чертой последней является отсутствие как капиллярной, так и гидравлической связи с грунтовой водой, находящейся на той или иной, обычно более или менее значительной в этих случаях, глубине. Иными словами, между верхней границей капиллярной каймы, связанной с грунтовой водой, и нижней границей верхнего промоченного слоя грунта или почвы, содержащего подвешенную воду, часто залегает толща грунта той или иной мощности, влажность которого ниже, чем влажность слоя, содержащего в себе капиллярную кайму, и верхнего промоченного слоя, содержащего подвешенную воду.

Экспериментально воспроизвести подвешенную воду очень легко. Нужно взять трубку, наполненную какой-либо почвой или грунтом, находящимися в воздушно-сухом состоянии, и налить на верхнюю поверхность такой почвенной или грунтовой колонны некоторое количество воды, заведомо недостаточное для того, чтобы промочить всю колонну насквозь. При этом верхние слои колонны быстро промокнут, после чего

дальнейшее рассасывание влаги вниз прекратится или, по меньшей мере, сделается столь медленным, что наблюдать его станет уже весьма трудно. Граница между смоченной и несмоченной частями колонны, как правило, бывает весьма резкой. Вот такая влага, содержащаяся в верхней промоченной части колонны, и называется подвешенной. Аналогичные опыты можно ставить не с насыпными колоннами, а с монолитами, предварительно также доведенными до достаточно сухого состояния, или непосредственно в поле.

Подвешенная влага может возникать не только в грунтах и почвах, однородных по своему механическому составу, но и в слоистых, а также на границе раздела грунт — воздух (например, в нижних частях трубок, набитых почвой или грунтом, или — в природных условиях — в толще грунта над какими-нибудь крупными пустотами, горизонтально проходящими трещинами и т. д.).

Это указывает на то, что под термином «подвешенная влага» понимается ряд явлений, внешне близких, но различающихся по своей природе.

Ниже мы покажем, в чем заключаются различия между этими явлениями, а сейчас начнем их рассмотрение с наиболее общего и распространенного случая — существования подвешенной воды в однородной почвенно-грунтовой толще.

Впервые в литературе опыты, устанавливающие возможность существования подвешенной влаги, были описаны, повидимому, Измаильским.

Первый его опыт (1894) заключался в следующем. Цинковый цилиндр высотой 18 см (4 вершка) был набит лессом (очевидно, без сохранения естественного сложения.—*А. Р.*). Сверху на поверхность лесса было налито 30 см³ воды, после чего цилиндр был помещен в условия, исключающие возможность потери влаги путем испарения. Через 10 дней было определено послойное распределение влаги. Оно оказалось следующим:

Слой	% от веса сухой почвы
0 — 4,5 см	12,4
4,5— 9,0 »	11,7
9,0—13,5 »	4,1
13,5—18,0 »	2,6

Измаильский из этого опыта делает вывод, что «...передвижение влаги из почвы, заключающей около 10% ее (подразумевается влажность, выраженная в процентах от веса влажной почвы), в соседние, более сухие слои совершается вообще медленно».

Этим самым Измаильский устанавливает возможность длительного удержания влаги в верхних слоях, подстилаемых сухими слоями, т. е. явление возникновения подвешенной влаги. Однако наибольшее количество влаги, которое может удержаться лессом в этом состоянии, значительно превышает величину, указанную Измаильским, как это можно видеть из второго его опыта (1894). Последний заключался в следующем. Из лесса были приготовлены два составных цилиндрических монолита, без нарушения естественного сложения, высотой 36 см. Один из них был поставлен на 7 дней на капиллярное насыщение снизу и всосал при этом 96 г воды. По истечении этого срока на верхнюю поверхность второго монолита было прилито 99 г воды, после чего оба монолита (первый был разобщен с сосудом, из которого он всасывал воду) были поставлены под стеклянный колокол для предотвращения испарения. Через 12 дней в обоих монолитах по слоям мощностью 4,5 см (1 вершок) была определена влажность. Результаты определения даны в табл. 68.

Полная влагоемкость этого лесса равнялась 28,7% от веса сырой почвы, что соответствует 39,1% от веса сухой.

Таблица 68

Влажность монолитных образцов лесса в опыте Измаильского

Порядковый номер 4,5-см слоя	Влажность в % от веса сухого лесса	
	при насыщении влагой снизу (счет слоев идет снизу)	при насыщении влагой сверху (счет слоев идет сверху)
1	21,0	22,9
2	19,0	22,1
3	18,7	21,8
4	16,0	17,5
5	7,1	6,5
6	3,1	3,2
7	2,6	2,5
8	1,7	2,1

Примечание. В подлиннике влажность дана в процентах от веса влажной почвы. Пересчет в проценты от веса сухой сделан нами. — *А. Р.*

Таким образом, Измаильский впервые установил возможность удержания в верхних слоях почвы значительного количества влаги без сколько-нибудь заметного стекания ее вниз, в сухие слои почвы, т. е. влаги подвешенной.

Исследованиями Измаильского, в течение ряда лет изучавшего режим влажности черноземов под степной растительностью и под культурными растениями, было также впервые установлено широкое распространение этого явления и в природных условиях.

Эти работы Измаильского были продолжены Высоцким, которому принадлежат классические исследования водного режима черноземов в Велико-Анадоле. Им впервые были отчетливо выяснены и сформулированы отличительные черты водного режима черноземов. Эти черты, по Высоцкому, заключаются в том, что в черноземах ежегодному промачиванию подвергаются лишь верхние слои, общая мощность которых не превышает,— по его наблюдениям, относящимся к Велико-Анадолю,— 4 м. Указанная мощность меняется из года в год, в зависимости от метеорологических условий данного и предшествовавших годов, и только что названная цифра 4 м представляет собой максимальную наблюдавшуюся Высоцким глубину промачивания.

Под слоем ежегодного промачивания Высоцкий обнаружил следующий слой, влажность которого оказалась практически постоянной и при этом довольно низкой. Этот слой Высоцкий назвал мертвым горизонтом, или горизонтом иссушения (1898, стр. 23). Позднее он присвоил ему наименование диспульсивного горизонта (1928). Мощность этого «мертвого», по Высоцкому, горизонта может достигать нескольких метров. Внизу он постепено переходит в капиллярную кайму грунтовой воды.

Такой характер распределения влажности, установленный Высоцким, был позднее подтвержден работами многих исследователей как для черноземов, так и для каштановых почв, для сероземов и других почв степной и более сухих зон, а также и для почв лесостепи.

Об отличительных чертах водного режима этих почв мы будем говорить ниже, а сейчас остановимся на тех работах, в которых изучалась

природа самого явления возникновения подвешенной воды, привлекая сюда режимные наблюдения лишь постольку, поскольку это окажется необходимым для разрешения интересующего нас вопроса.

Первой весьма обстоятельной работой по вопросу о природе подвешенной воды была работа Коссовича (1904). Опираясь на результаты опытов Волльни, Майера, Кинга, а также выполненных в его собственной лаборатории опытов Боча, Коссович приходит к выводу о том, что «...если мы имеем достаточно высокий слой почвы для соответственной крупности почвенных зерен, то влажность почвы с известной высоты (чем крупнее почвенные зерна, тем ниже) не зависит от высоты слоя и оказывается приблизительно одинаковой, т. е. с этой высоты почва находится при влажности, соответствующей ее наименьшей влагоемкости». Несколько выше Коссович дает определение того, что он понимает под наименьшей влагоемкостью: «Наименьшая влагоемкость почвы есть способность почвы удерживать воду на высоте, до которой не достигает капиллярная вода, находящаяся в непосредственной связи с грунтовою водою; величина ее не зависит от высоты положения почвенного слоя, напротив, она одинакова на различных высотах; очевидно, что влага почвы, соответствующая ее наименьшей влагоемкости, не способна передвигаться в почве в капельно-жидком состоянии».

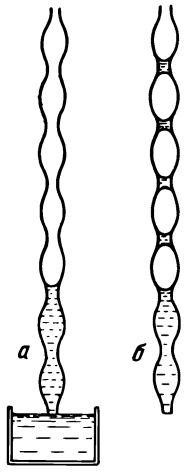


Рис. 43. Расположение воды между гофрированными пластинками (по Коссовичу).

а — при подъеме воды снизу; *б* — при поступлении воды сверху.

Сущность состояния влаги при влажности, соответствующей наименьшей влагоемкости, Коссович разъясняет с чисто капиллярной точки зрения. В качестве модели Коссович берет гофрированные пластинки, расположенные весьма близко одна от другой (рис. 43). Если на такие пластинки вылить сверху некоторое количество воды, то после стекания избытка последней нижняя часть просвета между пластинками будет заполнена водою сплошь, что будет соответствовать насыщению до полной влагоемкости. В верхней же части просвета вода останется лишь «...в виде оторванных капель между сближенными частями пластинок». В этом интервале количество воды будет приблизительно одинаковым, и именно такое состояние влаги Коссович считает характерным для влажности, соответствующей наименьшей влагоемкости.

Обращаясь затем к величинам влажности черноземов и лессовых грунтов, наблюдавшимся Измаильским и Высоцким, Коссович считает, что в наблюдениях Измаильского, относящихся к Довбищеву, влажность, соответствующая наименьшей влагоемкости, была на глубине 8—9 аршин и равнялась 11,8—11,9% от веса сухой почвы. В Велико-Анадоле (наблюдения Высоцкого) влажностью, равной наименьшей влагоемкости, по мнению Коссовича, обладает мертвый горизонт с влажностью в 14—16% от веса сухой почвы (под лесом). Под залежью же, где Высоцким влажность этого горизонта установлена равной 18,5%, по мнению Коссовича, мертвого горизонта нет совсем, а «...происходит хотя бы и очень медленное опускание воды, составляющей избыток влаги над наименьшею влагоемкостью данного грунта».

Анализируя только что изложенные выводы Коссовича, следует отметить прежде всего, что ему, несомненно, принадлежит честь установления понятия о наименьшей влагоемкости почвы, как о том наибольшем количестве подвешенной влаги (т. е. влаги, не связанной капиллярно с грунтовой водой), которое может удерживаться почвой. Это

явление и характеризующая его величина имеют первостепенное значение и с точки зрения теории почвоведения, и для практики сельского хозяйства — как для «сухого земледелия», так и для орошаемого.

Однако нужно отметить, что природа явления была объяснена Коссовичем несколько односторонне. Его представление о состоянии влаги при наименьшей влагоемкости в форме отдельных, разобщенных друг от друга мелких скоплений воды, несомненно, вполне соответствует действительности лишь в тех случаях, когда речь идет о более или менее крупнозернистых грунтах и почвах (песчаных). В этих случаях в верхних частях высоких колонн мы имеем дело действительно со с т ы к о в о й в о д о й, каковая форма и соответствует, по сути дела, представлениям Коссовича. Что же касается грунтов и почв мелкозернистых — суглинистого и глинистого механического состава, то в них рассматриваемые явления протекают иначе. В частности, в лессовых и лессовидных грунтах юга и юго-востока России, как мы увидим ниже, по довольно многочисленным данным, наибольшее количество влаги, которое может удерживаться почвой без заметного растекания при глубоком залегании грунтовых вод, составляет примерно 22—23% от веса сухой почвы. Эта вода находится в почве безусловно в форме связанного тела, а не в форме разобщенных скоплений, доказательства чему будут также представлены ниже. Величины же содержания влажности, равные 11 и 15%, которые Коссович извлекает из работ Измаильского и Высоцкого, возможно, действительно соответствуют распаду водного тела, находящегося в почве, на отдельные скопления, но отнюдь не представляют собой «наименьшей влагоемкости» в том смысле, какой вкладывается Коссовичем в это понятие, поскольку об этом можно судить по определению последнего, даваемому Коссовичем и приведенному нами выше.

Таким образом, после работ Измаильского, Высоцкого и Коссовича представление о способности почв удерживать в себе некоторое количество влаги, не связанной с грунтовыми водами, и соответствующая максимальному количеству такой влаги величина влажности, характерная для данной почвы, были твердо установлены. Значительно позднее, в 1912 г., это явление было обнаружено американскими исследователями, которые указанную способность почв предложили характеризовать величиной «полевой влагоемкости».

Достойным сожаления является тот факт, что в нашей литературе термин «полевая влагоемкость» получил гораздо более широкое распространение. Нельзя не приветствовать в этом отношении инициативы Долгова (1948а), предлагающего вернуться к термину Коссовича. Присоединяясь к этому предложению, мы в дальнейшем и будем то наибольшее количество подвешенной влаги, которое может быть удержано в однородной почвенно-грунтовой толще, называть наименьшей влагоемкостью, обозначая ее символом НВ и считая выражение «полевая влагоемкость» (в том значении, которое ему придают американские авторы), синонимом этого понятия.

Чтобы покончить с терминологической стороной вопроса, укажем, что Качинский (1934, стр. 11 и 47) ранее считал наименьшую влагоемкость синонимом максимальной молекулярной влагоемкости Лебедева. С такой синонимизацией в общем виде согласиться нельзя, если исходить из цитированных выше слов Коссовича и из взглядов Лебедева, изложенных в главе IV настоящей книги, хотя в отдельных случаях величины НВ и ММВ могут и совпадать.

В той же работе Качинский (1934) предлагает называть наибольшее содержание влаги, которое может быть удержано почвой в подвешенном состоянии, влагоемкостью почвы, соответствующей влаге капиллярно подвешенной. Это название нельзя не признать удачным в том отношении, что в нем имеется попытка отразить природу явления. Однако, как мы увидим

ниже, слово «капиллярная», вероятно, не вполне или, по крайней мере, не всегда отвечает сущности явления. Кроме того, термин оказывается слишком громоздким.

В недавней своей работе (1947) Качинский предложил новый термин: «влагоемкость общая», каковым он предлагает называть водоудерживающую способность почвы «...при подаче воды сверху, когда грунтовая вода стоит глубоко, и при подаче воды снизу, когда уровень грунтовых вод высок», 1947, стр. 339). Таким образом, под этим термином Качинский объединяет совершенно различные явления, которые он сам же ранее (1934, стр. 10) с полным основанием предлагал различать. Нам кажется, что такое объединение нецелесообразно и введение нового термина «общая влагоемкость» совершенно излишне. К тому же и самый термин нам кажется не вполне удачным, так как понятие «общая влагоемкость» по своему смыслу очень близко к понятию «полная влагоемкость», вследствие чего эти два понятия могут легко смешиваться, в то время как между ними имеется существенное различие.

По этим же причинам нам кажется неприемлемым и предложение Долгова (1948а, стр. 193), смысл которого заключается в новом применении термина «полевая влагоемкость», по сути дела, в значении термина «общая влагоемкость», предложенного Качинским. Долгов пишет: «Полевая влагоемкость различных горизонтов почвенного профиля, под которой понимают способность удерживать почвой в природных (полевых) условиях после обильного смачивания некоторое количество влаги в неподвижном или практически неподвижном состоянии, в зависимости от положения грунтовых вод, может определяться или величиной капиллярной влагоемкости этого горизонта (при неглубоком залегании грунтовых вод), или величиной его наименьшей влагоемкости (при отсутствии подпирающего влияния глубоко залегающих грунтовых вод)».

Нам кажется, что такое смешение различных явлений и относящихся к ним различных понятий под одним и тем же общим термином ничем не оправдывается и может повести только к путанице, тем более что американский термин «полевая влагоемкость», к сожалению, укоренившийся в нашей литературе, имеет определенное, гораздо более узкое, содержание, соответствующее термину «наименьшая влагоемкость». Для правильного понимания совершающихся в почвенно-грунтовой толще явлений мы должны ясно представлять себе, с какой влагой — подвешенной или капиллярно подпертой мы имеем дело в каждом конкретном случае. А когда мы разберемся в этом вопросе, нам нетрудно будет уже решить и второй вопрос — с какой влагоемкостью мы должны считаться в полевых условиях — с наименьшей или с капиллярной.

При этом не следует забывать о том, что различные виды влагоемкости в одной и той же почвенно-грунтовой толще могут во времени сменять одна другую. Так, например, если мы имеем дело с почвенно-грунтовой толщей, в которой на небольшой глубине, порядка немногих метров, имеется водоупорный горизонт, то в вышележащем наносе периодически может возникать горизонт почвенно-грунтовых вод, вследствие чего способность почвы удерживать воду будет ее капиллярной влагоемкостью. По мере израсходования влаги из этого горизонта его влажность может упасть до такой величины, что мы должны уже будем говорить о наименьшей влагоемкости.

Для обозначения того понятия, к которому Качинский относит свой термин «общая влагоемкость», а Долгов — термин «полевая влагоемкость» (в понимании Долгова!), гораздо больше подходит термин «водоудерживающая способность почвы».

Перейдем теперь к ознакомлению с природой подвешенной воды и количественной характеристике этого явления.

Прежде всего мы должны указать на то, что в зависимости от механического состава почвы явления образования и удержания подвешенной воды протекают по-разному.

Здесь мы впервые вплотную сталкиваемся с тем фактом, что различные по механическому составу группы почв и грунтов обладают существенными качественными отличиями в отношении присущих им водных свойств. Мы намеренно подчеркиваем, что эти отличия не просто количественные, а именно качественные. До сего времени этот факт одними исследователями недооценивался, другими просто игнорировался. Впервые, по сути дела, на него обратил внимание проф. Великанов, который установил и некоторые вытекающие из этого факта закономерности.

2. ПОДВЕШЕННАЯ ВЛАГА В ПЕСЧАНЫХ ПОЧВАХ И ГРУНТАХ

Ознакомление с образованием и свойствами подвешенной влаги мы начнем с группы крупнозернистых почв и грунтов, в которых эти явления изучены, однако, недостаточно.

В соответствии с результатами опытов Васильева (1949), должны быть прежде всего выделены почвы и грунты, состоящие из частиц крупнее 1 мм. В таких почвах и грунтах, если они хорошо сортированы, ни при каких условиях, как показал Васильев, не удается создать подвешенной воды, которая заполняла бы целиком хотя бы лишь некоторые почвенные поры. Вся влага, которая поступает сверху на поверхность колонны такого грунта, даже при самой осторожной ее подаче немедленно почти целиком стекает вниз, создавая остаточную влажность, равную обычно 3—4% (табл. 69).

Таблица 69

Величины остаточной влажности по окончании стекания избыточной влаги в колоннах из песка разной крупности

[по данным Проскурникова (1948) и Васильева (1949)]

Размер частиц в мм	Объемный вес в г/см³	Остаточная влажность	
		в % от веса сухого песка	в % от полной влагоемкости
По данным Проскурникова			
5—2	1,68	2,9	11,5
2—1	1,66	2,8	12,4
1—0,5	1,66	2,8	12,7
0,5—0,25	1,68	3,0	13,5
По данным Васильева			
5—3	1,62	3,41	14,4
3—2	1,64	3,65	16,0
2—1	1,65	3,39	15,1
1,0—0,5	1,68	2,67	12,3
0,5—0,25	1,67	2,50	11,8
0,25—0,10	1,59	3,67	15,2

Величины влажности у обоих исследователей получились близкие. При почти одинаковом объемном весе какой-либо отчетливой зависимости остаточной влажности от размера частиц подметить не удается.

Основываясь на данных о степени заполнения почвенных пор, а также на визуальных наблюдениях над промоченной колонной, мы можем сделать вывод, что просветы пор остаются отнюдь не заполненными влагой.

В какой же форме влага при этом удерживалась в песке? Прямых данных, которые позволили бы ответить на этот вопрос безоговорочно, в литературе, насколько нам известно, нет. Поэтому данный вопрос приходится решать предположительно. Несомненно, что некоторая часть влаги образует пленку на поверхности почвенных частиц. Другая же, вероятно, гораздо более значительная часть влаги накапливается около точек соприкосновения частиц между собой в форме известных нам уже «манжет» или «колец». Влага, находящаяся в такой форме, называется стыковой влагой, или влагой пендулярной (Versluys, 1917). Именно в такой форме Коссович, как мы говорили выше, представлял себе состояние влаги при влажности, равной наименьшей влагоемкости вообще.

Стыковая, вода, как мы знаем из главы II, удерживается силами капиллярной природы.

Таким образом, по опытам Васильева, в почвах и грунтах, состоящих из частиц крупнее 1 мм, подвешенная влага может накапливаться только в форме стыковой. Следовательно, *наименьшей влагоемкости в данном случае будет соответствовать то наибольшее количество стыковой воды, которое может удерживаться в такой почве.* Это количество мы будем обозначать символом $НВ_{ст}$.

Возможность возникновения и существования стыковой, или пендулярной, воды в свое время встретила возражения со стороны Лебедева (1936, стр. 249—256). Сущность его возражений сводится к следующему. Используя модель, предложенную Верлюи (1917) и представляющую собой пару часовых стекол, приложенных одно к другому выпуклыми сторонами, Лебедев соглашается с тем, что в точке соприкосновения пары часовых стекол может задержаться некоторое количество влаги «...в пендулярном, т. е. в подвешенном, состоянии». Однако, по мнению Лебедева, если мы возьмем, скажем, 500 пар таких стекол, то вода будет удерживаться ими в пендулярном состоянии лишь до тех пор, пока эти 500 пар стекол, помещенных одна над другой, не будут соприкасаться. Если же мы приведем их в соприкосновение, говорит Лебедев, то «...между стеклами создастся вертикальный столб воды высотой в 500 стекол и вода начнет стекать, причем верхние стекла потеряют свою воду».

Нам кажется, что в этом рассуждении Лебедева имеются две погрешности. Первая из них заключается в том, что когда мы приводим в соприкосновение отдельные пары часовых стекол, то это еще не означает, что соприкоснутся и те пендулярные скопления воды, которые удерживаются в точках контакта каждой пары стекол между собой. Радиус этих скоплений, т. е. «водяных манжет», может быть и меньшим, чем радиус самих стекол, в силу чего манжеты при соприкосновении стекол могут не соприкоснуться между собой. А раз соприкосновения манжет не возникнет, то не может возникнуть и стекание влаги, и вся влага, удерживавшаяся парами часовых стекол до их соприкосновения между собой, будет удерживаться и впредь.

Вторая погрешность в рассуждениях Лебедева заключается в следующем. Допустим даже, что радиусы водяных манжет настолько велики, что в результате соприкосновения между собой стекол соприкоснутся и манжеты. Несомненно, что вследствие этого начнется стекание влаги — в этом Лебедев бесспорно прав. Но нет никаких оснований думать, что

при этом стечет в с я влага. По мере ее стекания, начиная сверху, в точках контакта часовых стекол будут оставаться попрежнему скопления воды в форме манжет, но только меньшего размера. Следует отметить, что и сам Лебедев допускал эту возможность для относительно крупночастичных грунтов. На стр. 256 он пишет: «Я полагаю, что в реальных мелкозернистых почвах и грунтах, за исключением перемытых галечников и гравия, пендулярное состояние воды не имеет места». Из этой цитаты видно, что для галечников и гравия Лебедев такое состояние допускал. Это допущение подрывает общность его рассуждений и заставляет поставить вопрос о том — до какого же нижнего предела размера частиц может иметь место возникновение стыковой воды? Точно ответить на этот вопрос в настоящее время, за отсутствием данных, не представляется возможным. Отметим только, что этот нижний предел лежит во всяком случае значительно ниже размеров, свойственных гравию, как это будет сейчас видно из рассмотрения остальных опытов Васильева.

Условимся называть почвы и грунты, состоящие из частиц крупнее 1 мм, которым свойственна способность удерживать подвешенную воду только в форме стыковой,— группой к р у п н о з е р н и с т ы х почв и грунтов. Укажем попутно, что, устанавливая эту величину, Васильев исправляет границу этой группы, определенную Аттербергом (Atterberg, 1908) в 2 мм.

Перейдем теперь к почвам и грунтам более тонкого механического состава и рассмотрим прежде всего результаты опытов Аттерберга (1908). Его опыты заключались в том, что колонки, состоявшие из песчаных или пылеватых частиц разного размера, увлажнялись сверху водой в возрастающих количествах; измерялась через различные промежутки времени глубина промачивания, а также конечное содержание влаги, выражавшееся в процентах от объема. Результаты опытов Аттерберга приведены в табл. 70.

Опыты Аттерберга были проверены Ивановым (1930). В табл. 71 мы приводим результаты его лабораторных опытов по созданию капиллярно подвешенной влаги в песке. Опыт велся в трубках 100 см высотою для песка № 1 и 150 см высотою для песка № 2 и состоял в том, что колонна сухого песка, заключенная в трубку, увлажнялась сверху различным количеством воды. Через определенные промежутки времени измерялась глубина промоченного слоя и содержание в нем влаги.

Рассматривая данные табл. 71, мы видим, что и в этом случае, так же как и в опытах Аттерберга, в поверхностном горизонте песчаной толщи, при небольших нормах полива, создается запас подвешенной влаги, причем влажность промоченного слоя достигает значительной величины — 22—25%, примерно равной полной влагоемкости. Однако эта влага удерживается в песчаной толще более или менее прочно лишь при том условии, что мощность промоченного слоя и, следовательно, норма полива не превышают определенной величины. Предельной поливной нормой для песка № 1 было 25 мм воды, вызвавшие промачивание песка на 6 см. Для песка № 2 предельной нормой было 75 мм воды, которые вызвали промачивание песчаной толщи на 16,5 см. Увлажнение сверх указанных только что пределов в обоих случаях вызвало немедленное стекание почти всей массы влаги вниз, причем остаточная влажность оказалась равной около 2,7% в первом случае и около 4,5% во втором. Эти две последние величины, как можно видеть из крайней правой графы табл. 71, равны тому количеству влаги, которое остается в верхней части высокой песчаной колонны при ее сквозном промачивании.

Результаты опытов Иванова могут быть дополнены данными, полученными Васильевым (1949), которые приводятся в табл. 72 и изображены графически на рис. 44.

Таблица 70

Результаты опытов Аттерберга по определению водоудерживающей способности песчаных и пылеватых частиц

I. Частицы 5—2 мм

№ 1. Полив 2,5 мм	№ 2. Полив 5,0 мм
Глубина промачивания в мм сразу после полива 5—30 через 10 мин. 5—45 » 60 мин. 13—53 » 24 часа 50—53 Конечная влажность 4,8% объемных	Глубина промачивания мм: Просочилось быстро

II. Частицы 2—1 мм

№ 1. Полив 2,5 мм	№ 2. Полив 5,0 мм	№ 3. Полив 10 мм
Глубина промачивания в мм: сразу после полива 2—10 через 30 мин. 3—20 » 60 мин. 6—24 » 24 часа 24—27 Конечная влажность 9,6% объемных	Глубина промачивания в мм: сразу после полива 0—40 через 30 мин. 20—40 » 4 часа 23—43 » 24 » 48—50 » 72 » 40—51 Конечная влажность 9,9% объемных	Глубина промачивания в мм: сразу после полива 10—80 через 5 мин. 12—102 » $4^1/_2$ часа 275—278 Конечная влажность 3,3% объемных

Таблица 70 (продолжение)

III. Частицы 1—0,5 мм

№ 1. Полив 5 мм	№ 2. Полив 10 мм	№ 3. Полив 20 мм	№ 4. Полив 50 мм
Глубина промачивания в мм: сразу после полива 8—15 через 4 часа 35—46 » 3 дня 57—58 Конечная влажность 8,7% объемных	Глубина промачивания в мм: сразу после полива 17—29 через 15 мин 35—37 » 4 часа 87—95 » 1 день 144 » 3 дня 160 Конечная влажность 6,2% объемных	Глубина промачивания в мм: через 2 часа 170 » 1 день 450 Конечная влажность 4,4% объемных	Глубина промачивания в мм: через 75 сек. 400 мм

IV. Частицы 0,5 — 0,2 мм

№ 1. Полив 5 мм	№ 2. Полив 10 мм	№ 3. Полив 20 мм	№ 4. Полив 30 мм	№ 5. Полив 40 мм
Глубина промачивания в мм: сразу после полива 11 через 5 часов 26 » 3 дня 40 Конечная влажность 12,5% объемных	Глубина промачивания в мм: сразу после полива 22—31 через 40 мин. 29—35 » 16 часов 41 » 2 дня 43 » 3 дня 46 » 6 дней 47 Конечная влажность 21,3% объемных	Глубина промачивания в мм: сразу после полива 54 через 40 мин. 60 » 16 час. 67 » 2 дня 75 » 4 дня 77 » 7 дней 80 Конечная влажность 24,4% объемных	Глубина промачивания в мм: сразу после полива 80 через 1 день 127 » 2 дня 135 » 3 » 145 » 6 дней 169 Конечная влажность 18,4% объемных	Глубина промачивания в мм: сразу после полива 104 через 1 день > 500

V. Частицы 0,2 — 0,1 мм

Таблица 70 (продолжение)

№ 1. Полив 10 мм	№	Полив мм	Глубина промачивания без дальнейшего углубления, в мм	Конечная влажность в объемных %	№ 9. Полив 90 мм	№ 10. Полив 100 мм	№ 11. Полив 110 мм	№ 12. Полив 120 мм
Глубина промачивания в мм:	2	20	51	40	Глубина промачивания в мм:	Глубина промачивания в мм:	Глубина промачивания в мм:	Глубина промачивания в мм:
сразу после полива 24	3	30	77	40	сразу после полива 223	сразу после полива 260	сразу после полива 227	сразу после полива 332
через 1 час 24	4	40	102	40	через 1 час 228	через 1 час 276	через 1 час 326	через $4^1/_2$ часа 403
» 1 день 24	5	50	124	40	» $4^1/_2$ часа 230	» $4^1/_2$ часа 277	» $4^1/_2$ часа 450	» 1 день 403
	6	60	149	40	» 1 день 234	» 1 день 283		» 2 дня 436
	7	70	175	40	» 2 дня 240	» 2 дня 290		» 3 дня 455
Конечная влажность 40,0% объемных	8	80	223	36	» 5 дней 250	» 5 дней 308		
					Конечная влажность 36% объемных	Конечная влажность 33,4% объемных	Конечная влажность 24,4% объемных	Конечная влажность 26,6% объемных

VI. Частицы 0,10 — 0,05 мм

Таблица 70 (продолжение)

№ 1. Полив 10 мм		№ 2. Полив 20 мм		№ 3. Полив 50 мм	
Глубина промачивания в мм:	Влажность	Глубина промачивания в мм:	Влажность	Глубина промачивания в мм:	Влажность
сразу после полива 27	40% объемных	сразу после полива 56	36% объемных	сразу после полива 132	38% объемных
через $1^1/_2$ часа 34		через 4 часа 66		через 1 день 174	
» 5 час. 37		» 3 дня 83	25% объемных	» 2 дня 180	
» 24 часа 39	26% объемных	По окончании верхние 53 мм увлажнены сильно, остальные 30 мм слабо		» 3 дня 185	27% объемных

VII. Частицы 0,05 — 0,02 мм

№ 1. Полив 10 мм		№ 2. Полив 30 мм		№ 3. Полив 50 мм	
Глубина промачивания в мм:	Влажность	Глубина промачивания в мм:	Влажность	Глубина промачивания в мм:	Влажность
сразу после полива 28	36% объемных	сразу после полива 79	38% объемных	сразу после полива 123	40% объемных
через 2 часа 38		через 3 часа 98		через 1 день 192	
» $5^1/_2$ часов 40		» 3 дня 120	25% объемных	» 2 дня 205	
» 1 день 42	24% объемных	По окончании верхние 80 мм увлажнены сильно, остальные 40 мм слабо		» 3 дня 217	
				» 4 дня 224	22% объемных

VIII. Частицы 0,02 — 0,01 мм

№ 1. Полив 59 мм	
Глубина промачивания в мм:	Влажность
сразу после полива 120	42% объемных
через 1 день 172	
» 2 дня 180	
» 3 дня 182	
» 4 дня 185	27% »

Примечание. В отношении трех последних фракций Аттерберг отмечает, что в них при поливе порозность заполнялась сначала целиком или почти целиком (36—42% объемных), как и во фракции 0,2 — 0,1 мм. Однако затем «капиллярная адгезия» начинала отсасывать воду глубже, хотя главная часть воды оставалась в поверхностных слоях.

Из рис. 44 мы видим, что подвешенная влага и в опытах Васильева вначале создает влажность, равную полной влагоемкости, т. е. заполняет поры сплошь. И лишь после превышения предельной мощности промоченного слоя, большая часть влаги стекает и в промоченной толще остается незначительное ее количество.

Анализируя результаты опытов Аттерберга, Иванова и Васильева, мы можем, в качестве общего вывода, установить следующее.

В верхних слоях толщи, состоящей из песчаных или пылеватых частиц, может быть создан слой подвешенной воды. Обязательным условием возникновения слоя подвешенной воды является первоначальная сухость песчаной или пылеватой толщи, имеющая своим следствием в дальнейшем сухость слоев, подстилающих промоченный слой.

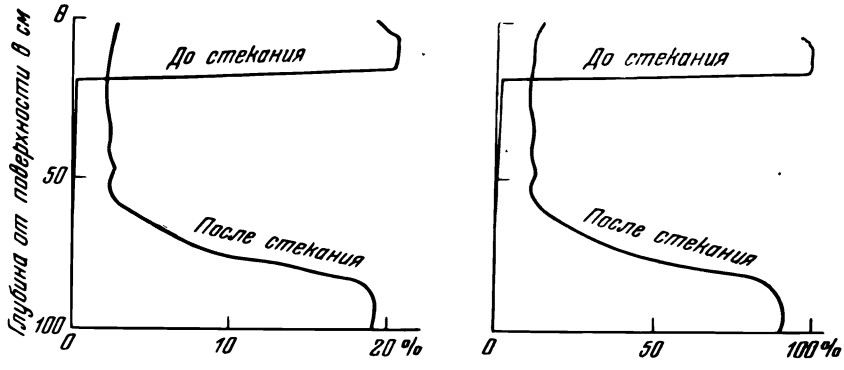


Рис. 44. Распределение капиллярно подвешенной воды в верхнем слое песчаной толщи (по данным Васильева)

Слева — в процентах от веса песка, справа — в процентах от полной влагоемкости. Фракция 0,25—0,10 мм.

Верхним пределом размера частиц, в толще которых может быть создан слой подвешенной воды, по мнению Аттерберга, является 2 мм. Васильеву удалось показать, что это неверно и что таким пределом является 1 мм.

Подвешенная влага в начальные моменты заполняет порозность нацело, т. е. влажность доходит до величины полной влагоемкости. Это особенно четко видно из данных Иванова и Васильева (табл. 71, 72 и рис. 44) и несколько менее ясно из данных Аттерберга, в опытах которого состояние полной влагоемкости было лишь весьма кратковременным, делаясь более длительным только начиная с частиц 0,2—0,1 мм и мельче.

При этом следует отметить существенную черту, которая заключается в наличии определенного предела мощности слоя подвешенной влаги. Как можно видеть из опытов Аттерберга, Иванова и Васильева, во всех изученных ими песках наблюдается одно и то же явление. По мере увеличения прилитого количества воды мощность промоченного слоя песка, удерживающего в себе подвешенную воду, сначала возрастает, и при этом примерно пропорционально количеству прилитой воды. Эта пропорциональность вполне понятна, если мы вспомним, что порозность песка заполняется водой нацело. Но как только количество прилитой воды, а следовательно, и глубина промачивания достигнут известного предела, так сейчас же почти все количество влаги, удерживавшейся в промоченной толще, быстро стекает вниз, до нижнего конца колонны. В верхних слоях

Таблица 71

Результаты опытов Иванова (1930) с песками

Показатели	Нормы полива в мм										
	25			50		75		100			Сквозное промачивание всей колонны
	Сразу после полива	Через 2 суток	Через 4 суток	Сразу после полива	Через 2 суток	Сразу после полива	Через 1 сутки	Сразу после полива	Через 1 сутки	Через 5 суток	
Песок № 1, прошедший через сито 0,5 мм и оставшийся на сите № 6											
Глубина промачивания в см	6	—	—	12	—	18	—	24	—	—	100
Средняя влажность промоченного слоя в %	22,8	22,7	22,9	23,0	2,7	21,8	2,7	23,1	2,7	2,7	2,7
Песок № 2, прошедший через сито № 100 и оставшийся на сите № 140											
Глубина промачивания в см	6	—	—	11,5	—	16,5	—	25	—	—	150
Средняя влажность промоченного слоя в %	26,1	25,4	—	24,1	24,4	24,6	24,8	24,8	—	4,5	4,3

Примечание. Высота капиллярного поднятия через 23 дня: в песке № 1 — 6,8 см, в песке № 2 — 15,5 см. Капиллярная влагоемкость песка № 1 — 21,7%, песка № 2 — 24,7%.

последней остается лишь от одной пятой до одной десятой того количества влаги, которое содержалось до стекания (см. табл. 71). Предельное количество влаги, а следовательно, и предельная глубина промачивания, как это устанавливается по данным Иванова и Васильева, тем больше, чем мелкозернистее песчаный материал. Влага, остающаяся после стекания, относится к категории стыковой.

Другая существенная черта заключается в резкости нижней границы промоченной толщи. Эта резкость устанавливается, во-первых, чисто визуально, а во-вторых, данными распределения влажности, полученными в тех же опытах Васильевым.

Эти данные приведены нами в табл. 73.

Из этих данных мы отчетливо видим, что нижняя граница смоченного слоя, столь резко выступающая по визуальным наблюдениям, не менее отчетливо подчеркивается и распределением влажности, которая на этой границе дает резкий скачок. Вместе с тем мы видим, что существует весьма медленное нисходящее передвижение влаги, о котором свидетельствуют как медленно понижающаяся величина влажности промоченной толщи, так и весьма постепенное повышение влажности в слое, находящемся непосредственно под границей промачивания.

Таблица 72

Результаты опытов Васильева по определению водоудерживающей способности песков

Норма полива в мм водного слоя	Сразу после полива		Через 1 сутки		Через 5 суток		Средний объемный вес	Средняя поровость в % от объема	Полная водовместимость в %
	Глубина промоченного слоя в см	Средняя влажность промоченного слоя в %	Глубина промоченного слоя в см	Средняя влажность промоченного слоя в %	Глубина промоченного слоя в см	Средняя влажность промоченного слоя в %			
Фракция 1 — 0,5 мм									
20	5,6	20,5	6,0	20,1	6,2	20,0	1,68	36,3	21,7
30	9,0	19,7	9,8	18,5	9,8	17,7			
35	Сквозное промачивание до дна трубки								
Фракция 0,5 — 0,25 мм									
20	5,6	21,4	5,8	20,9	6,1	19,7	1,67	35,8	21,2
40	10,9	21,7	11,4	20,9	11,6	20,0			
60	15,9	21,7	17,2	21,0	17,5	19,9			
65	Сквозное промачивание до дна трубки								
Фракция 0,25 — 0,10 мм									
20	5,4	23,4	5,9	21,5	6,2	21,0	1,59	38,8	24,0
40	10,8	23,7	11,0	22,5	11,4	21,3			
70	17,7	24,2	18,6	23,9	19,8	21,5			
72	Сквозное промачивание до дна трубки								

Таблица 73.

Послойное распределение влаги в опытах Васильева через различные промежутки времени. Фракция 0,25 — 0,10 мм. Поливная норма — 70 мм водного слоя

Сразу после промачивания		Через 1 сутки		Через 5 суток	
Глубина взятия образца в см	Влажность в %	Глубина взятия образца в см	Влажность в %	Глубина взятия образца в см	Влажность в %
0,0— 4,4	23,10	0,0— 4,3	23,10	0,0— 4,6	20,00
4,4— 9,8	25,2	4,3— 9,7	24,8	4,6—10,0	22,45
9,8—15,1	24,7	9,7—15,1	24,2	10,0—15,4	23,7
15,1—17,7	22,8	15,1—18,6	22,4	15,4—19,8	18,9
17,7—20,4	0,37	18,6—20,4	0,70	19,8—20,7	0,84
20,4—25,8	0,37	20,4—25,8	0,43	20,7—26,0	0,45
25,8—31,8	0,33	25,8—31,1	0,37	26,0—31,4	0,38
				31,4—37,0	0,30
Глубина промачивания 17,7 см		Глубина промачивания 18,6 см		Глубина промачивания 19,8 см	

В пылеватых грунтах (три последние фракции в опытах Аттерберга) стекание происходит несколько быстрее и имеет скорее характер рассасывания, при котором бóльшая часть влаги остается в верхних слоях.

Переходя к вопросу о природе сил, удерживающих подвешенную влагу в рассмотренных случаях, мы можем, повидимому, с уверенностью утверждать, что в этих случаях влага удерживается силами чисто капиллярной природы и может быть поэтому названа капиллярно подвешенной. Схематически этот случай иллюстрируется рис. 15.

Водное тело, создающееся в верхнем слое песчаной или пылеватой толщи, сверху и снизу ограничено поверхностями, состоящими из совокупности большого числа менисков. Эти мениски обладают различной кривизной. Верхняя поверхность водного тела ограничена менисками с большей кривизной и, следовательно, меньшим поверхностным давлением. Нижняя поверхность ограничена менисками с меньшей кривизной и, следовательно, большим поверхностным давлением. Равнодействующая поверхностных давлений направлена поэтому вверх. Именно она и противостоит давлению водного тела — силе, которая направлена вниз,— и удерживает его от стекания. Поэтому мы и должны называть влагу, удерживаемую таким образом, капиллярно подвешенной.

Разность поверхностных давлений, как мы указывали в главе I, имеет известный предел, достигая своего максимального значения в тот момент, когда верхние мениски оказываются находящимися в наиболее суженных участках почвенных пор, а нижние мениски, наоборот,— в наиболее расширенных участках. Как только мощность промоченного слоя сделается настолько большой, что давление подвешенной воды превысит эту максимальную возможную величину разности поверхностных давлений, так сейчас же начинается быстрое стекание большей части массы подвешенной воды.

Как показывают наблюдения, это стекание происходит обычно не всем фронтом смачивания одновременно и равномерно, а языками. В том месте, где образовался язык, давление подвешенной влаги с увеличением длины языка быстро возрастает, что и ускоряет, в свою очередь, стекание. Именно благодаря этому и стекает сразу почти все количество воды, находившейся в подвешенном состоянии. Та картина, которую для этого случая рисует Цункер (Zunker, 1930), считающий, что стекание происходит постепенно, всем фронтом и что оно прекращается, как только давление массы подвешенной воды снова уменьшится за счет воды, оставшейся по пути стекания, до величины максимальной возможной разности поверхностных давлений,— является неверной.

Следует еще отметить, что, по мнению Цункера (1930), предельная возможная мощность слоя подвешенной воды всегда равна половине высоты капиллярного поднятия воды в том же грунте. Однако Васильев в той же работе (1949) показал, что это неверно и что отношение предельной мощности слоя подвешенной влаги к высоте капиллярного поднятия может меняться в пределах от 1,10 до 0,5, как это видно из следующих его данных:

Размер частиц в мм	Предельная мощность слоя подвешенной воды в см	Предельная высота капиллярного подъема в см	Отношение
1,0—0,5	9,0	8,2	1,10
0,5—0,25	15,9	14,4	1,10
0,25—0,10	17,7	31,3	0,56

Вода, остающаяся в колонне после стекания основной массы подвешенной воды, задерживается в знакомой уже нам форме стыковой воды, т. е. именно так, как это представлял себе Коссович (1904).

Выше мы отмечали, что необходимым условием создания слоя капиллярно подвешенной воды является исходная сухость песчаной толщи.

Если песок обладает более или менее заметной влажностью, то первые же порции влаги, поступающие на его поверхность, сразу начинают стекать вниз. Вследствие этого повысить его влажность до величины, сколько-нибудь превышающей наибольшее количество стыковой воды, которое может быть в нем удержано, не удается. Это позволяет сделать вывод, что существенным фактором создания слоя капиллярно подвешенной воды является гистерезис смачивания. Как мы упоминали уже в главе 11, под этим термином принято понимать особое явление, заключающееся в следующем. При первоначальном соприкосновении воды или иной жидкости с поверхностью вещества, которое, вообще говоря, может хорошо смачиваться этой жидкостью, вначале иногда наблюдается плохое смачивание, т. е. угол смачивания оказывается гораздо большим, чем тот, который нормально свойствен данной паре: жидкость — твердое тело. И лишь после того, как граница смачивания в процессе стекания жидкости пройдет данный участок поверхности твердого тела, смачивание делается нормальным и угол смачивания уменьшается до присущей ему величины.



Рис. 45. Капля дождя на стекле. Гистерезис смачивания.

Гистерезис смачивания легко наблюдать в начале дождя, когда на сухое оконное стекло падают первые капли дождя. Эти капли приобретают вид, изображенный на рис. 45. Нижний край капли отходит от поверхности стекла под очень большим углом θ, который и является углом смачивания. $\cos\theta$, служащий мерилом степени смачивания, близок к нулю, несмотря на то, что, вообще говоря, стекло смачивается водой очень хорошо и $\cos\theta$ в нормальных условиях близок к единице. И лишь после того, как стекло окажется смоченным дождем, новые капли дождя будут сразу растекаться в тонкую пленку, в соответствии с нормальной хорошей смачиваемостью стекла водой.

Природа гистерезиса смачивания не вполне ясна. Возможно, что плохое смачивание поверхности твердого тела зависит от того, что на ней имеется слой прочно адсорбированного воздуха, который лишь очень медленно вытесняется водой.

В других случаях поверхность может быть загрязнена пленкой какого-либо плохо смачивающегося вещества, которое, однако, удаляется медленно стекающей водой.

Тот факт, что капиллярно подвешенная влага хотя и весьма медленно, но все же стекает вниз, также свидетельствует в пользу того, что гистерезис смачивания играет существенную роль в создании слоя подвешенной воды.

Разобранные выше явления, иллюстрирующие возможность накопления капиллярно подвешенной влаги в песчаных почвах и грунтах, были изучены на фракциях 1—0,5; 0,5—0,25 и 0,25—0,10 мм. Условимся называть такой материал среднезернистым. Как мы знаем, 1 мм является верхним пределом размера частиц, слагающих эту группу почв и грунтов. Спрашивается: где же лежит нижний предел? Ответить на этот вопрос, хотя и в приближенной форме, мы постараемся несколько ниже, а сейчас перейдем к рассмотрению явлений накопления подвешенной влаги в третьей группе почв и грунтов, которые мы условно будем называть тонкозернистыми. К этой группе относятся различные суглинистые и глинистые почвы и породы.

3. ПОДВЕШЕННАЯ ВЛАГА В СУГЛИНИСТЫХ И ГЛИНИСТЫХ ПОЧВАХ И ГРУНТАХ

Прежде всего мы познакомимся с феноменологической, так сказать, стороной явления, т. е. с тем, как проявляется наименьшая влагоемкость в данной группе почв и грунтов.

Сущность явления, как и в предыдущем случае, заключается в том, что в результате увлажнения сверху почвенно-грунтовой толщи в ней может длительно удерживаться некоторое определенное количество воды в практически неподвижном состоянии при том условии, что под промоченным

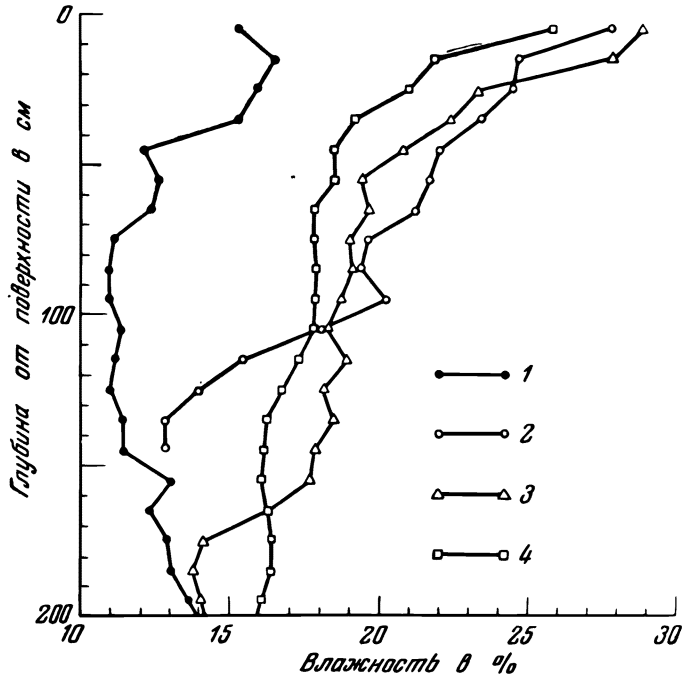


Рис. 46. Распределение подвешенной влаги в почве через различные сроки после полива (по Уласевичу).

1 — до полива; *2* — через 1 день после полива; *3* — через 10 дней после полива; *4* — через 60 дней после полива.

слоем сохраняется более сухой, т. е. что влага промоченного слоя не смыкается с капиллярной каймой грунтовых вод, лежащих обычно на более или менее значительной глубине.

Для того, чтобы характеризовать прочность удержания подвешенной влаги, приведем результаты одного из опытов Уласевича (1948) по определению наименьшей влагоемкости в темнокаштановой глинистой почве Ершовского района Саратовской области. Площадка на поверхности почвы была залита водой из расчета 4280 м³/га. После этого площадка была защищена от испарения и в почве через различные промежутки времени определялась послойно влажность. Результаты опыта представлены на рис. 46 и в табл. 74.

Из этих данных мы видим, во-первых, что влажность первоначально сухой почвы в результате полива резко увеличилась. Во-вторых, что влага,

Таблица 74

Влажность (в %) темнокаштановой глинистой почвы. Полив 4 июля до 1,5 полной влагоемкости (4280 м³/га). Изоляция от испарения после полива

(по данным Уласевича, 1948)

Глубина взятия образца в см	Объемный вес	Влажность до полива	Влажность через дней: 1	2	3	5	10	15	60
0—10	1,23	15,5	28,0	32,6	30,2	28,7	29,0	25,6	26,0
10—20		16,7	24,8	28,7	30,1	26,0	28,0	23,0	22,0
20—30		10,6	24,6	25,0	24,0	23,4	23,4	21,3	21,1
30—40	1,34	15,5	23,5	22,6	23,5	22,2	22,5	20,6	19,3
40—50		12,3	22,1	22,3	22,2	20,6	20,9	20,0	18,6
50—60	1,50	12,8	21,8	21,9	21,0	19,5	19,5	19,9	18,6
60—70		12,5	21,3	20,5	20,7	19,5	19,7	19,0	17,9
70—80	1,56	11,3	19,7	20,3	20,2	18,4	19,1	18,6	17,9
80—90		11,1	19,5	19,9	19,7	18,7	19,2	18,6	18,0
90—100	1,54	11,1	20,3	20,2	20,1	19,2	18,8	19,0	17,9
100—110		11,5	18,2	20,5	20,0	19,1	18,3	19,0	17,9
110—120	1,55	11,3	15,5	19,4	19,6	18,6	19,0	18,8	17,4
120—130		11,1	14,0	16,8	18,6	16,2	18,2	18,7	16,8
130—140		11,5	12,9	15,4	11,0	14,2	18,5	17,3	16,3
140—150		11,5	12,9	14,9	12,3	12,2	17,9	17,6	16,2
150—160		13,1	—	14,1	12,3	12,6	17,7	16,0	16,1
160—170		12,4	—	13,9	13,0	13,0	16,3	15,9	16,3
170—180		13,0	—	13,8	13,4	13,2	14,1	15,2	16,4
180—190		13,1	—	14,1	13,5	13,5	13,8	15,0	16,4
190—200		13,7	—	14,4	14,3	13,3	14,0	13,9	16,1
Среднее для 0—100 см		13,6	22,7	23,2	23,3	21,6	22,0	20,6	19,7
Среднее для 100—150 см		11,4	14,7	17,4	16,3	16,1	18,4	18,3	16,9
Среднее для 150—200 см		13,1	—	14,1	13,3	13,1	15,2	15,2	16,2

поступившая в почвенную толщу, удерживается в ней в общем довольно прочно — за первые 10 дней существенного изменения во влажности отдельных слоев мы не обнаруживаем. Наряду с этим, в-третьих, мы можем констатировать, что эта влага все же хотя и очень медленно, но стекает вниз. Об этом свидетельствует незначительное, однако вполне отчетливое уменьшение послойной влажности от 10-го к 60-му дню, а также средние величины влажности слоев 0—100, 100—150 и 150—200 см. В то время, как в толще 0 — 150 см влажность медленно убывает, в слое 150 — 200 см она несколько увеличивается, что свидетельствует о ее очень медленном стекании вниз.

Этот процесс стекания был изучен Долговым (1948а, стр. 65) на насыпных колоннах почв. Результаты одного из этих опытов представлены на рис. 47, заимствуемом нами из работы Долгова. Из этого рисунка мы видим, что в ходе промачивания почвенной колонны (о котором Долгов су-

дил по нисходящему перемещению нижней границы смачивания) можно отчетливо наметить два периода, отделенные на рисунке крупной точкой, обведенной кружком. В первом из этих периодов, который длился около 8 часов, промачивание происходило быстро, после чего в его скорости наступил резкий перелом и она сильно уменьшилась. Начиная с этого момента приращения глубины промачивания делаются пропорциональными логарифму времени, т. е. скорость прогрессивно падает.

Из всех этих данных мы видим, что подвешенная влага находится в квазиравновесном состоянии, сохраняя все же, хотя и ничтожную, подвижность. Поэтому считать эту влагу неподвижной можно лишь условно.

В связи с этим необходимо отметить, что абсолютно неизменяющегося распределения влаги в почве в природных условиях быть не может. При наличии неодинаковой влажности в разных слоях передвижение влаги будет всегда вызываться эффектом Томсона ввиду того, что в более влажном слое почвы, как правило, мениски будут обладать меньшей кривизной и, следовательно, давление пара, насыщающего пространство над ними, даже при той же температуре, будет больше, чем в слое с меньшей влажностью. Кроме того, совершенно неизбежно передвижение влаги должно вызываться всегда действующими температурными градиентами и их изменениями в величине и знаке во времени.

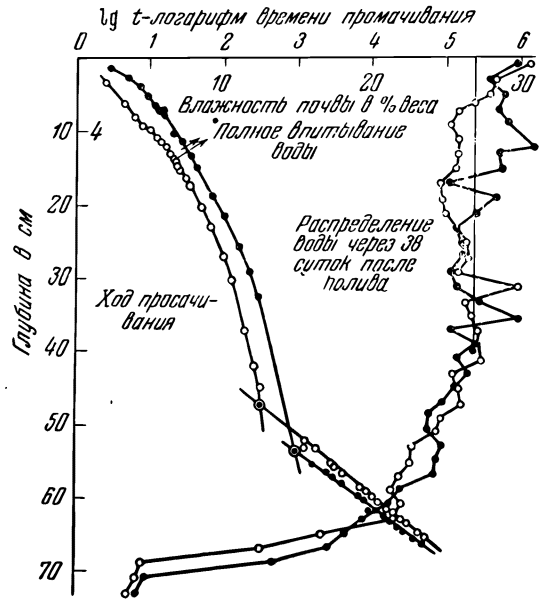


Рис. 47. Ход просачивания воды в слабо оподзоленной окультуренной супесчаной почве и распределение влаги в конце опыта. Два параллельных опыта (по данным Долгова).

Таким образом, уже эти два явления определяют неизбежность передвижения влаги при наличии соответствующих градиентов (влажности и температуры).

При накоплении же в почве подвешенной влаги на нижней границе промоченной толщи, создается весьма большой градиент влажности благодаря тому, что граница промоченной толщи бывает очень резкой. На рис. 48 мы приводим три примера распределения подвешенной влаги в суглинистых почвенно-грунтовых толщах: в богарном сероземе и в каштановой почве в естественном залегании и в насыпной колонне из легкого покровного суглинка.

Все профили влажности, изображенные на рис. 48, согласно свидетельствуют о том, что под толщей промоченной почвы, влажность которой равна наименьшей влагоемкости, имеется переходный горизонт, где влажность с глубиной быстро уменьшается и где, следовательно, градиент влажности очень велик.

Особенно рельефно это вырисовывается на кривой, относящейся к насыпной колонне суглинка, взятого в воздушно-сухом состоянии.

Для того, чтобы наглядно показать, что наименьшая влагоемкость представляет собой некоторую предельную величину влажности, мы

приводим рис. 49, на котором, по данным Иванова (1930), изображено распределение влажности в луговой почве, развитой на лессовидном суглинке (М. Кабарда), при поливе разными количествами воды. Из этого рисунка мы видим, что в слое 0—15 см все три нормы полива: 500, 1000 и 2000 м³/га создали одну и ту же влажность. В слое 0—50 см одинаковая влажность получилась от второй и третьей норм полива. Таким образом, увеличение нормы полива не ведет за собой увеличения содержания влаги в промоченной толще сверх определенного предела, который и является наименьшей влагоемкостью данной почвы. Однако для того, чтобы довести влажность того или иного слоя до этого предела, необходима некоторая минимальная норма полива, величина которой зависит от глубины

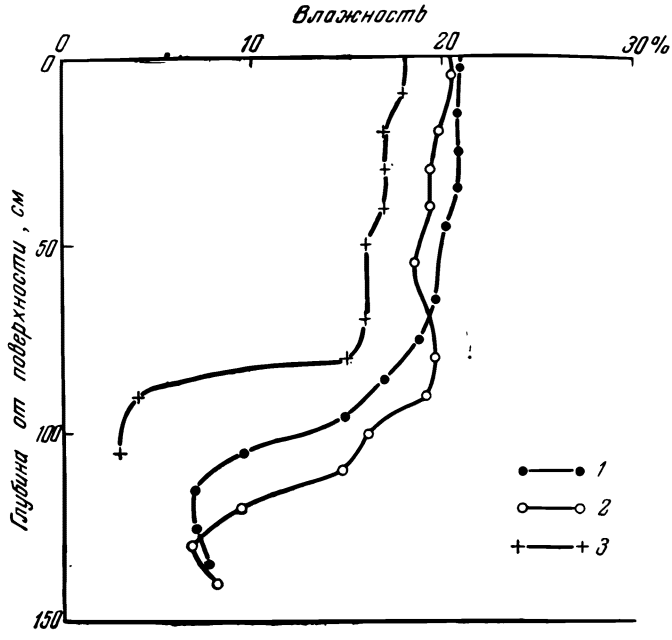


Рис. 48. Распределение подвешенной воды в почвах после полива

1 — богарный серозем, апрельский пар (1 апреля 1948 г.); влажность естественная (по данным Большакова); *2* — каштановая тяжелосуглинистая почва; влажность через 6 суток после полива (по данным Долгова); *3* — легкий покровный суглинок, насыпная колонка; влажность через 20 суток после полива (по данным Абрамовой).

залегания данного слоя и от исходной влажности этого слоя и всей вышележащей толщи почвы. Дальнейшее увеличение нормы полива, не повышая предельной влажности данного слоя, лишь увеличивает глубину промачивания, что и можно видеть на рис. 49.

Для луговой почвы, к которой относится этот рисунок, величина наименьшей влагоемкости равна примерно 22—23%.

Средняя влажность верхнего 50-сантиметрового слоя оказалась равной (в %):

До полива	12,0
После полива при норме	
500 м³/га	20,1
1 000 »	23,3
2 000 »	23,1

Поливная норма в 500 м³/га оказалась еще недостаточной для того, чтобы весь 50-сантиметровый слой довести до величины наименьшей влагоемкости. Нормы же в 1000 и 2000 м³/га создали совершенно одинаковую влажность; это и свидетельствует о том, что она является предельной.

Теперь мы обратимся к другому вопросу — о том, влияет ли как-нибудь глубина промачивания на содержание в промоченном слое влаги. Или, иначе говоря, существует ли какая-нибудь предельная глубина промачивания, при превышении которой содержание подвешенной влаги в промоченной толще начинает уменьшаться, как это имело место в рассмотренном выше случае со среднезернистыми почвами и грунтами.

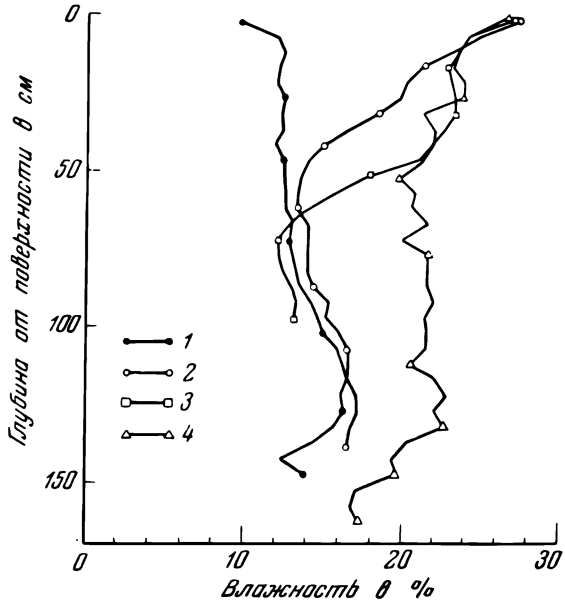


Рис. 49. Распределение воды в почве при различных нормах полива (по данным Иванова).

1 — до полива; *2* — полив 500 м³/га; *3* — полив 1000 м³/га; *4* — полив 2000 м³/га.

Прямых экспериментов, поставленных в природной обстановке, которые могли бы ответить на этот вопрос, в литературе, насколько нам известно, не имеется. Во всех экспериментах с различными величинами полива глубина промачивания была все же весьма незначительной, не превышавшей немногих метров. Поэтому для ответа на поставленный только что вопрос мы попытаемся использовать наблюдения над распределением влажности в глубоких скважинах, имеющиеся в работах ряда исследователей.

Такие данные собраны нами в табл. 75. К сожалению, их не так много, как хотелось бы, и большая их часть относится к Велико-Анадолю. Кроме того, действительно глубоких скважин, глубина которых измеряется 10—20 м, всего лишь две, т. е. очень мало. Однако и имеющиеся данные позволяют установить некоторые интересные факты.

Во-первых, сопоставляя между собою данные, относящиеся к Полтавской губ. (скв. № 1), Каменной Степи (скв. № 5), Велико-Анадолю (скважины № 2, 3, 4, 6, 7, 8), Нескучанскому лесничеству (скв. № 10) и Краснодарскому краю (скв. № 9), мы видим, что величины наименьшей влагоемкости в этих, географически значительно удаленных друг от друга пунктах весьма близки между собой. Вне капиллярной каймы, в которую погружены нижние части некоторых скважин, эта величина колеблется в пределах 20—24%, чаще всего в пределах 21—23%. Этот факт — большое однообразие величины наименьшей влагоемкости лессовых и лессовидных пород юга и юго-востока Европейской части СССР мы подкрепим ниже еще рядом дополнительных данных. Он нам пригодится, когда мы будем говорить о природе наименьшей влагоемкости. Второй существенный факт, который устанавливается в результате анализа данных табл. 75, заключается в том, что никакого сколько-нибудь заметного влияния глубины промачивания на величину наименьшей влагоемкости обнаружить нельзя.

Скв. № 1		Скв. № 2		Скв. № 3		Скв. № 4		Скв. № 5	
Глубина взятия образца в см	Влажность в % от веса сухой почвы	Глубина взятия образца в см	Влажность в % от веса сухой почвы	Глубина взятия образца в см	Влажность в % от веса сухой почвы	Глубина взятия образца в см	Влажность в % от веса сухой почвы	Глубина взятия образца в см	Влажность в % от веса сухой почвы
71	26,7	100	19,7	0	36,6	0	17,4	10	19,6
142	27,0	200	—	100	23,0	100	27,6	100	24,8
213	23,9	300	21,7	200	23,3	200	22,2	200	21,7
284	29,0	400	21,1	300	24,1	300	24,5	300	21,5
355	29,2	500	20,5	—	—	400	23,0	400	24,4
427	26,0	600	20,7	—	—	500	23,9	500	24,7
498	22,7	700	21,8	—	—	—	—	550	24,3
569	20,2	800	24,1	—	—	—	—	Близко вода	
640	22,4	900	20,0	—	—	—	—	—	—
711	22,6	1 000	21,0	—	—	—	—	—	—
782	27,0	1 100	22,0	—	—	—	—	—	—
853	23,9	1 200	24,1	—	—	—	—	—	—
924	23,9	1 300	23,2	—	—	—	—	—	—
1 095	24,7	1 400	21,1	—	—	—	—	—	—
1 166	25,0	1 500	21,7	—	—	—	—	—	—
1 238	25,6	1 600	20,8	—	—	—	—	—	—
1 309	24,5	1 700	21,4	—	—	—	—	—	—
1 380	25,4	1 800	21,8	—	—	—	—	—	—
1 451	25,6	1 900	24,8	—	—	—	—	—	—
1 522	26,7	2 000	24,7	—	—	—	—	—	—
1 593	25,0	2 100	23,5	—	—	—	—	—	—
—	—	2 200	24,4	—	—	—	—	—	—
—	—	2 300	25,0	—	—	—	—	—	—
—	—	2 400	23,8	—	—	—	—	—	—
—	—	2 500	25,1	—	—	—	—	—	—
—	—	2 600	19,0	—	—	—	—	—	—
—	—	2 700	28,0 (вода)	—	—	—	—	—	—
Скв. № 1 (Измаильский, 1894). Полтавская губ. Колодец в воронке. Выкопан в 1893 г.		Скв. № 2 (Высоцкий, 1902). Велико-Анадоль. Колодец около метеостанции № 6, февраль 1893 г.		Скв. № 3 (Высоцкий, 1902). Велико-Анадоль. Влажность под опушечным насаждением. Апрель 1893 г.		Скв. № 4 (Высоцкий, 1902). Велико-Анадоль. Лощина, заросшая пыреем. Апрель 1899 г.		Скв. № 5 (Адамов, 1904, стр. 709). Каменная степь. Черный пар, июнь 1901 г.	

скважинах со сквозным промачиванием

Скв. № 6		Скв. № 7		Скв. № 8		Скв. № 9		Скв. № 10	
Глубина взятия образца в см	Влажность в % от веса сухой почвы	Глубина взятия образца в см	Влажность в % от веса сухой почвы	Глубина взятия образца в см	Влажность в % от веса сухой почвы	Глубина взятия образца в см	Влажность в % от веса сухой почвы	Глубина взятия образца в см	Влажность в % от веса сухой почвы
0	20,0	0	34,7	50	25,0	250	21,3	0	20,2
100	22,5	100	21,0	100	23,6	350	22,8	100	22,2
200	22,3	200	20,9	200	21,3	450	21,0	200	20,7
300	23,7	300	22,3	300	23,9	—	—	300	22,6
400	24,5	400	23,7	400	22,6	—	—	400	21,3
500	21,2	500	22,7	500	20,6	—	—	500	11,5
600	18,3	В близлежащем колодце вода на 7 м		600	22,1	—	—	—	—
—	—			700	21,2	—	—	—	—
—	—			800	22,4	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Скв. № 6 (Высоцкий, 1902). Велико-Анадоль. Полезащитная полоса № 3, шестилетнего возраста. Апрель 1899 г.		Скв. № 7 (Афанасьева). Велико-Анадоль. 4 км к югу от массива. Водораздел. Пашня. Август 1947 г.		Скв. № 8 (Лабунский, 1948). Велико-Анадоль. Вдоль трещины, поглотившей ливень.		Скв. № 9 (Тюремнов, 1923). Опытное поле Кубанского с.-х. ин-та. Залежь. Июль 1923 г.		Скв. № 10 Нескучанское лесничество (Кр. Тростянец) Сумской обл. Черный пар. Июнь 1948 г.	

В скв. № 2 Высоцкого глубиною 27 м, доходящей до воды, с одной стороны, в скв. № 5 Адамова глубиной 5,5 м, тоже почти доходящей до воды, и, наконец, в скв. № 10 Нескучанского опытного лесничества, упирающейся в сухой («мертвый») горизонт, в которой подвешенная влага заведомо не смыкается с капиллярной каймой,— мы находим одни и те же величины влажности, вне пределов капиллярной каймы в скважине № 2 и № 5 равные 21—22%.

Из этих фактов мы вправе сделать два вывода.

Первый вывод— это тот, что мощность промоченной до величины наименьшей влажности почвенно-грунтовой толщи вплоть до 20—25 м никакого заметного влияния на количество удерживаемой воды, т. е. на величину наименьшей влагоемкости, не оказывает. Иными словами, предельное содержание подвешенной влаги не зависит от того, насколько велика глубина промачивания.

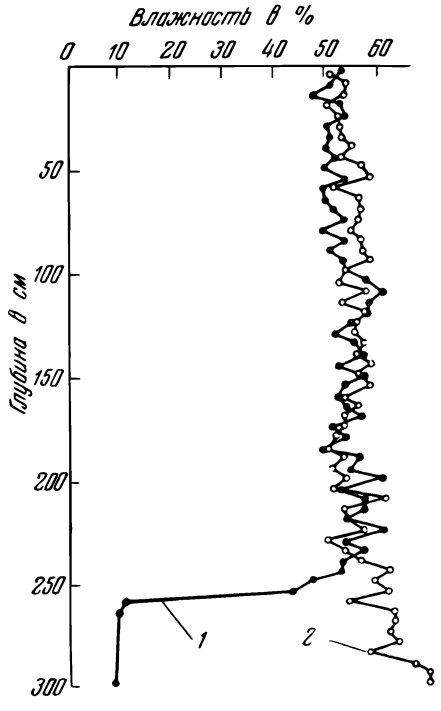


Рис. 50. Распределение воды в насыпных колоннах краснозема (по Долгову).

1 — без сквозного промачивания; *2* — со сквозным промачиванием.

Второй вывод заключается в том, что содержание подвешенной воды в промоченной толще не зависит от того, имеет место или нет смыкание этой воды с подпертой влагой капиллярной каймы грунтовых вод.

Последний вывод подтверждается также наблюдениями Лебедева над распределением воды в 3-метровой насыпной колонне лесса, промоченной насквозь, о которых мы подробно говорили выше (табл. 32). В этой колонне, начиная с высоты 180 см и выше, установилась постоянная влажность, равная 22—23%. Подпирающее действие воды распространилось лишь на нижний 180-сантиметровый отрезок.

Опыт, аналогичный упомянутому только что опыту Лебедева, был осуществлен также Долговым (1948а, стр. 63). Им были приготовлены две насыпные колонны из сухой, растертой красноземной почвы, высотою 3 м. Обе эти колонны были увлажнены сверху водой. При этом первая колонна получила такое количество воды, которое оказалось недостаточным для ее сквозного промачивания. Вторая же получила избыточное количество воды, причем избыток последней стек из нижнего конца колонны. После того как в колоннах установилась более или менее равновесная влажность, они были разобраны и в них была определена послойно влажность. Результаты определения в графической форме представлены на рис. 50. Кривые на рисунке показывают, что распределение влаги в обеих колоннах, исключая их нижние 70-сантиметровые отрезки, оказалось совершенно одинаковым. Влияние подпора распространилось лишь на 70 см.

Долгов на основании этого опыта выводит заключение о том, что «... наименьшая влагоемкость характеризует водоудерживающую способность почвы как при смыкании воды, увлажняющей верхние слои почвы, с глубокими (не подпирающими) грунтовыми водами, так и при отсутствии такого смыкания» (1948, стр. 61).

Как видно, этот весьма важный вывод Долгова подкрепляется не только его опытом, но и опытом Лебедева и, что самое важное, наблюдениями в природе.

Данные, приведенные в табл. 75, указывают еще на одно явление, заслуживающее внимания.

Величины влажности, относящиеся к скв. № 1 и особенно к скв. № 2, позволяют установить мощность капиллярной каймы. В скв. № 2 ее верхняя граница прослеживается очень резко на глубине между 18-м и 19-м метрами по отчетливому скачкообразному повышению влажности. В этом случае мощность капиллярной каймы достигает примерно 8 м. В скв. № 1 такого резкого скачка во влажности мы не наблюдаем, но все же начиная примерно с глубины около 7—9 м также можно заметить отчетливое повышение влажности книзу. В этом случае мощность капиллярной каймы равна 7—8 м.

Таким образом, в этих двух случаях мы находим мощность капиллярной каймы, значительно превышающую те предельные величины, которые мы указывали выше. В чем же причина этого противоречия?

Нам кажется, что никакого противоречия между этими данными нет и они относятся лишь к разным сторонам одного и того же явления.

Выше, разбирая общую теорию капиллярных явлений, мы указывали на то, что в четочных капиллярах равновесное состояние влаги может иметь место при двух положениях верхнего мениска над свободным уровнем воды. Это явление, как мы и указывали, называется капиллярным гистерезисом.

Совершенно естественно, что аналогичное явление должно иметь место и в порозных средах, в том числе — в почвах и грунтах. Если влага поднимается в сухой грунт снизу, то верхняя граница капиллярной каймы может достичь некоторого определенного уровня, выше которого вода подняться не сможет. Если же вода проникает сверху, то верхняя граница капиллярной каймы должна остановиться на ином, более высоком уровне.

Но в природе влага проникает всегда сверху и поэтому, казалось бы, что верхняя граница капиллярной каймы всегда должна занимать наивысшее положение. Однако это могло бы быть лишь в тех случаях, когда проникшая в грунт влага далее остается в статическом состоянии. Если же капиллярная кайма расположена достаточно близко от поверхности и заключенная в ней влага может расходоваться путем физического испарения или путем десукции, то в этом случае та влага, которая находится в капиллярной кайме между наинизшим и наивысшим возможным положением ее верхней границы,— будет быстро израсходована, а пополниться снизу она не может. Верхняя граница капиллярной каймы при этом опустится до своего наинизшего уровня, соответствующего подъему влаги снизу (рис. 14).

Можно думать, что в рассмотренном выше случае в скв. № 2, где капиллярная кайма лежит очень глубоко и содержащаяся в ней влага не расходуется вверх ни на испарение, ни на десукцию,— мощность этой каймы, или высота капиллярного подъема, имеет наивысшую возможную величину, которая достигает 7—8 м. Этот же случай, вероятно, наблюдал и Качинский, определивший высоту капиллярного подъема в 600 см. В других же случаях (табл. 66), когда капиллярная кайма подходит близко к дневной поверхности, мы находим, в соответствии с вышесказанным, ее верхнюю границу в наинизшем положении.

Теперь мы переходим к вопросу о том, в каком соотношении находятся между собой наименьшая и полная влагоемкость, т. е., другими словами, какая часть от общей порозности почвы оказывается заполненной влагой, когда влажность почвы равна наименьшей влагоемкости.

Напомним прежде всего, что *полной влагоемкостью* (или полной водовместимостью) мы называем то *количество влаги* (выраженное в процентах от веса сухой почвы), *которое может находиться в ней при условии полного заполнения влагой всего порового пространства.*

Величину ПВ определяют чаще всего расчетным путем, исходя из величин объемного и удельного весов. Если мы обозначим соответственно эти величины через [ОВ] (г/см³) и [УВ], то величина порозности в процентах от объема почвы будет равна:

$$П = \left(1 - \frac{[ОВ]}{УВ]}\right) 100.$$

В 100 см³ почвы при полном ее насыщении водой будет содержаться П см³, или, что то же, П г воды. Отсюда полная влагоемкость [ПВ] в процентах от веса сухой почвы будет равна:

$$ПВ = \frac{П}{100\ [ОВ]}\ 100,$$

или

$$ПВ = \left(1 - \frac{[ОВ]}{[УВ]}\right) 100 : (ОВ] = 100\ \frac{[УВ] - [ОВ]}{[УВ]\ [ОВ]}\ .$$

В таблицах 76—81 мы приводим данные, позволяющие ответить на вопрос о соотношении между величинами наименьшей и полной влагоемкости. В последних графах всех этих таблиц даются величины наименьшей влагоемкости в процентах от полной влагоемкости, т. е. степень заполнения пор водою при влажности почвы, равной наименьшей влагоемкости. Из этих таблиц первые пять относятся к почвам в естественном залегании и одна (табл. 81) — к насыпным колоннам.

Первый вывод, который можно сделать из этого материала, заключается в том, что при влажности, равной наименьшей влагоемкости, заполняется лишь часть почвенных пор. Степень заполнения варьирует в очень широких пределах — от 30 до 100%. Однако, как можно видеть из табл. 82, в которой дана частота встречаемости различных величин степени заполнения в почвах в естественном залегании, в громадном большинстве случаев эта степень лежит в интервале 55—75%, т. е. в *среднем наименьшая влагоемкость равна двум третям от полной влагоемкости.*

Далее, степень заполнения меньше в почвах легкого механического состава, чем в почвах тяжелых. Повышению степени заполнения способствует также, видимо, солонцеватость.

Долгов (1948а), устанавливая на основании своих данных, относящихся к насыпным колоннам, зависимость величины наименьшей влагоемкости от механического состава, одновременно констатирует влияние укладки частиц в почвенных аггрегатах. Так, например, ленкоранская глина, исключительно тяжелая по механическому составу, оказалась обладающей невысокой, относительно, наименьшей влагоемкостью и вместе с тем высокой степенью заполнения почвенных пор.

Следует, однако, отметить, что устанавливаемая Долговым связь между наименьшей влагоемкостью и содержанием илистой фракции довольно плохо выражена. Так, у подзола, содержащего 7,9% частиц меньше 0,002мм, наименьшая влагоемкость (23,6%) выше, чем у горизонта В подзолистой почвы, где она равна 20,7% при содержании частиц меньше 0,002 мм, равном 28,1%. Это указывает на то, что часть воды, удерживаемой почвой при влажности, равной наименьшей влагоемкости, может быть связанной, ибо количество последней примерно пропорционально содержанию илистой фракции.

Таблица 76

Величина наименьшей влагоемкости нескольких подзолистых лесных почв в % от веса почвы и в % от полной влагоемкости

Дерново-среднеподзолистая почва на покровном суглинке. Дубовое насаждение (данные Васильева)				Дерново-среднеподзолистая почва № 42 на покровном суглинке. Ельник-кисличник (данные Созыкина, 1939)				Дерново-сильноподзолистая почва № 21 на покровном суглинке. Ельник-кисличник, переход к черничнику (данные Созыкина, 1939)				Дерново-сильноподзолистая почва № 75 на покровном суглинке. Ельник-кисличник (данные Созыкина, 1939)				Пахотная дерново-среднеподзолистая почва на легком покровном суглинке (данные Васильева, 1950)			
Глубина в см	Горизонт	В % от веса почвы	В % от полной влагоемкости	Глубина в см	Горизонт	В % от веса почвы	В % от полной влагоемкости	Глубина в см	Горизонт	В % от веса почвы	В % от полной влагоемкости	Глубина в см	Горизонт	В % от веса почвы	В % от полной влагоемкости	Глубина в см	Горизонт	В % от веса почвы	В % от полной влагоемкости
0—6	A_1'	36,0	61	2—10	A_1A_2	33	64	5—13	A_1A_2	28	70	—	A_1A_2	36	77	0—5	A_1A_2	36,4	47
8—15	A_1''	27,4	71	10—22	A_1A_2	27	60	13—30	A_2	22	69	—	A_2	22	71	5—18	A_1A_2	35,4	46
17—25	A_2	23,9	72	22—30	A_2	21	68	30—55	B_1	21	72	—	B_1	23	85	18—25	$A_2(+A_1)$	20,9	54
25—30	A_2	21,3	71	30—53	B_1	21	72	55—80	B_2	21	79	—	B_2	23	90	30—40	A_2	20,8	62
30—40	A_2B	21,7	78	53—88	B_2	22	76	80—110	BC	20	88	—	BC	23	86	40—50	A_2B	20,0	67
40—50	A_2B	21,3	76	88—105	BC	21	104(?)	—	—	—	—	—	—	—	—	50—60	B	19,6	69
50—60	A_2B	21,2	78	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	60—70	BC_1	18,1	71
60—70	B	21,2	87	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	70—80	C_1	16,4	67
70—80	B	20,5	84	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	80—90	C_1	14,7	70
80—90	BC	20,4	86	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	90—100	C_1	15,1	69
90—100	BC	20,9	95	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Таблица 77

Наименьшая влагоемкость черноземов
[по данным Мартынова (1936), Францессона (1939) и Уласевича (1938)]

Почва		Глубина в см	Наименьшая влагоемкость	
			в % от веса почвы	в % от полной влагоемкости
Южный легкосуглинистый чернозем (Мартынов, 1936)		0—10	26,6	62
		30—40	21,3	55
		60—70	20,2	63
		100—120	16,1	48
Южный среднесуглинистый чернозем (Мартынов, 1936)		0—10	27,0	57
		20—30	23,2	54
		30—40	21,4	59
		100—110	20,8	53
Южный тяжелосуглинистый чернозем повышенной мощности (Мартынов, 1936)		0—10	41,8	65
		25—35	27,9	51
		60—70	21,2	54
		100—110	20,7	50
Южный тяжелосуглинистый чернозем (Мартынов, 1936)		0—10	30,9	70
		25—35	24,8	56
		40—50	21,5	59
		100—110	20,5	72
Мощный чернозем (Францессон, 1939)		0—10	33,5	78
		10—20	33,2	77
		20—30	33,2	70
		30—40	29,6	57
		40—50	29,7	58
		50—60	31,1	69
		60—70	30,8	66
		70—80	29,6	63
		80—90	30,5	71
		90—100	28,7	64
Глинистый обыкновенный чернозем (Уласевич, 1938)	A_1	0—25	33,6	58
	A_2	25—65	26,9	60
	B_1	65—85	22,7	61
	B_2	85—100	21,4	70

На рис. 51 в форме графиков рассеяния изображена зависимость величин максимальной гигроскопичности и наименьшей влагоемкости от содержания илистой фракции. Графики составлены по данным Долгова (1948 а). Из этих рисунков мы видим, что в то время как между содержанием илистой фракции и максимальной гигроскопичностью существует совершенно отчетливая прямая зависимость, приближающаяся к линейной, величина наименьшей влагоемкости дает огромное рассеяние, т. е. ее зависимость от содержания илистой фракции выражена весьма неотчетливо.

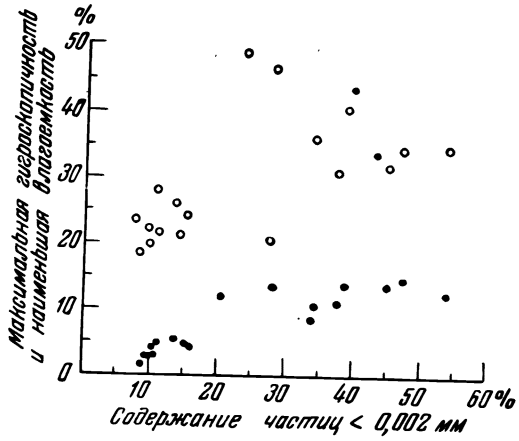


Рис. 51. Зависимость величин МГ и НВ (в насыпных колоннах) от содержания частиц меньше 0,001 мм (составлено по данным Долгова).

Точки — максимальная гигроскопичность, кружки — наименьшая влагоемкость.

Таблица 78

Величина наименьшей влагоемкости украинских черноземов в % от полной влагоемкости

(по данным Федосеева, 1940)

Почва	Глубина в см	Горизонт	Наименьшая влагоемкость в % от полной влагоемкости
Южный суглинистый чернозем	0—50	A	72
	50—100	B	75
	100—150	C	72
Южный чернозем	0—40	A	68
	40—100	B	74
	100—150	C	68
Южный чернозем	0—60	A	65
	60—110	B	75
	110—150	C	77
Приазовский чернозем	0—70	A	67
	70—100	B	71
Обыкновенный суглинистый чернозем	0—60	A	64
	60—120	B	67
	120—150	C	69
Обыкновенный суглинистый чернозем	0—50	A	57
	50—110	B	61
	110—150	C	64
Обыкновенный чернозем	0—40	A	62
	40—90	B	60
Суглинистый щебневатый чернозем	0—50	A	60
	50—80	B	60
	80—100	C	61

Таблица 79

Наименьшая влагоемкость каштановых почв

Почва	Горизонт	Глубина в см	Наименьшая влагоемкость	
			в % от веса почвы	в % от полной влагоемкости
Тяжелосуглинистая слабосолонцеватая каштановая (Мартынов, 1936)	—	0—10	33,8	62
	—	20—30	26,0	58
	—	60—65	21,1	56
	—	100—110	21,2	74
Среднесуглинистая сильносолонцеватая каштановая (Мартынов, 1936)	—	0—10	29,3	64
	—	20—30	23,8	59
	—	30—40	22,1	63
	—	70—80	20,1	66
Тяжелосуглинистая среднесолонцеватая (Мартынов, 1936)	—	0—10	30,9	64
	—	25—35	24,9	69
	—	40—50	21,6	61
	—	75—85	21,3	59
Глинистая сильносолонцеватая (Мартынов, 1936)	—	0—10	34,4	73
	—	10—20	28,9	74
	—	30—40	27,5	92
	—	130—140	27,5	80
Каштановая слабосолонцеватая (Малянов, 1940)	A	0—21	39,1	87
	B_1	21—37	29,1	93
	B_2	37—60	24,6	91
	B_3	60—93	21,7	88
	C_1	93—130	21,3	84
	C_2	130—150	21,8	74
Каштановая среднесолонцеватая (Малянов, 1940)	A	0—24	36,1	85
	B_1	24—40	26,9	79
	B_2	40—61	23,6	84
	B_3	61—90	21,3	83
	C_1	90—120	21,7	82
	C_2	120—150	24,7	75
Глинистая каштановая (Уласевич, 1938)	A	0—20	30,1	69
	B_1	20—45	23,0	66
	B_2	45—70	21,2	64
	C	70—100	20,7	68
Суглинистая каштановая (Уласевич, 1938)	A	0—20	23,8	50
	B	20—50	18,8	53
	C	50—75	11,8	34

Таблица 80

Величина наименьшей влагоемкости типичного богарного серозема
[по данным Кочериной (Большаков, 1950)]

Глубина в см	Наименьшая влагоемкость		Глубина в см	Наименьшая влагоемкость	
	в % от веса почвы	в % от полной влагоемкости		в % от веса почвы	в % от полной влагоемкости
0—4	18,6	38	86—90	16,7	48
10—14	18,6	55	100—104	16,6	47
14—18	18,6	60	116—120	16,5	45
17—21	18,6	53	140—144	18,6	50
26—30	18,6	46	156—160	18,6	51
36—40	17,8	45	200—204	16,3	46
46—50	17,9	52			
66—70	18,1	53			

Таблица 81

Наименьшая влагоемкость различных почв в насыпных колоннах
(по данным Долгова, 1948)

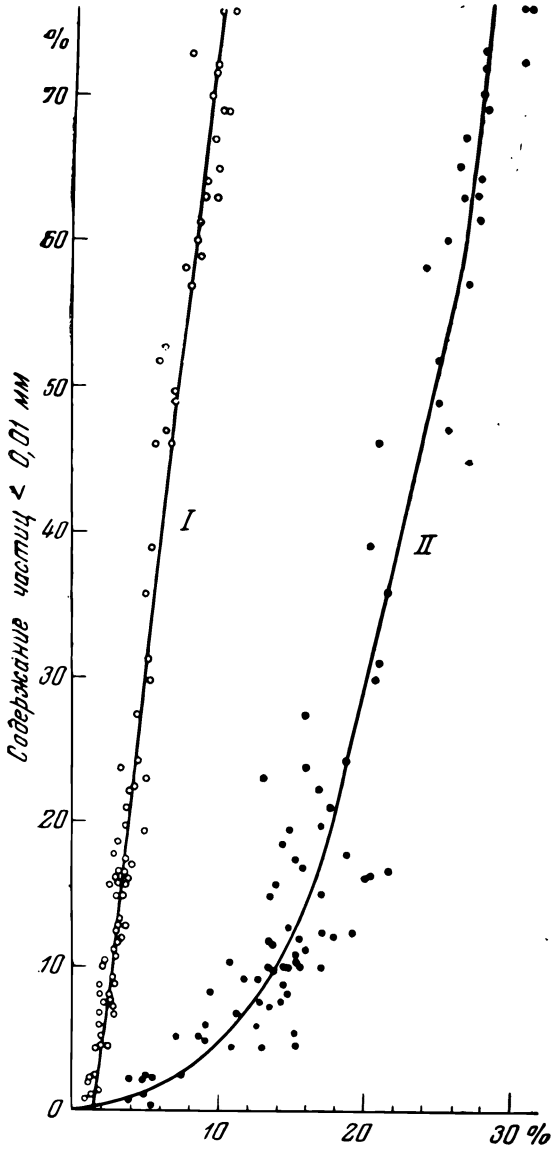
Почва	Содержание частиц <0,002 мм	Наименьшая влагоемкость	
		в % от веса почвы	в % от полной влагоемкости
Подзол	7,9	23,6	67
Пылеватый суглинок	9,0	18,9	49
Сильноподзолистая почва	10,0	22,0	55
Подзолистая почва, гор. A_1	10,9	28,1	55
» » »	10,3	20,2	65
» » »	28,1	20,7	59
Чернозем	34,5	36,3	64
Лесс	17,0	21,2	60
Чернозем, гор. A_1	47,6	34,6	74
» » B	45,2	32,0	75
Чернозем	39,0	40,7	80
Темнокаштановая почва	38,0	31,0	64
Краснозем, гор. A	24,2	49,5	52
» » B	28,6	46,8	66
Глина	54,2	34,8	83
Серозем, гор. A	15,3	23,9	60
» » B	11,1	21,5	55
Серозем	13,8	25,9	64

Таблица 82

Частота встречаемости различных степеней заполнения почвенной порозности влагой при влажности, равной наименьшей влагоемкости, в почвах естественного залегания
(составлено по данным таблиц 76—81)

Интервал степени заполнения в % от полной влагоемкости	Число случаев по данным таблиц 76—81	В % от общего числа случаев
От 30 до 35	1	1
» 36 » 40	1	1
» 40 » 45	2	2
» 46 » 50	8	5
» 51 » 55	11	9
» 56 » 60	18	14
» 61 » 65	20	16
» 66 » 70	17	13
» 71 » 75	20	16
» 76 » 80	11	9
» 81 » 85	7	5
» 86 » 90	6	4
» 91 » 95	5	4
» 96 » 100	1	1
Сумма	128	100

Аналогичные данные мы находим на рис. 52, на котором изображена, по данным Вилькокс и Спильсбюри (Wilcox and Spillsbury, 1941), зависимость между механическим составом (содержанием частиц меньше 0,005 мм плюс тонкая пыль), с одной стороны, и наименьшей влагоемкостью и влажностью завядания — с другой. Данные относятся к «северным темно-бурым почвам». Из этого графика мы видим, что в то время как между содержанием тонких частиц и влажностью завядания (кривая *I*) существует прямая, почти линейная зависимость,— зависимость между содержанием тонкой фракции и наименьшей влагоемкостью (НВ) имеет совершенно иной характер. Если в почвах легкого механического состава (нижняя часть кривой *II*) НВ быстро нарастает с увеличением содержания тонких частиц, то в дальнейшем, начиная от НВ, равной —18%, значительное увеличение содержания тонких частиц лишь слабо отражается на величине наименьшей влагоемкости.



Фис. 52. Зависимость величин наименьшей влагоемкости и влажности завядания от содержания частиц меньше 0,01 мм (по данным Вилькокса и Спильсбюри).

Точки – наименьшая влагоемкость, кружки—влажность завядания.

Поэтому, не отрицая известного влияния механического состава на величину НВ, мы все же думаем, что плотность упаковки частиц и аггрегатный состав имеют более сильное влияние на эту величину. К этому же выводу приходят и Балябо и Васильева (1951).

Вопрос о зависимости величины наименьшей влагоемкости от размера аггрегатов и плотности их укладки изучался Бияшевым (1936). Опыты велись в лабораторных условиях, с насыпными колоннами. В качестве объектов служил серозем с Ак-Кавакской опытной станции и луговая почва из колхоза «Аналтын».

Наименьшая влагоемкость определялась через 6—7 дней после залива водой.

Скважность аггрегатов во всех случаях была более или менее одинаковой и равнялась 30%.

Важнейшие результаты опытов Бияшева представлены в табл. 83. Мы приводим данные только для серозема, так как для луговой почвы данные

получились совершенно аналогичные. При этом, для краткости, мы приводим данные не по 5-сантиметровым послойным образцам, как это сделано в подлиннике, а в виде средних для верхнего 50-сантиметрового слоя. Высота колонн равнялась 1 м.

Бияшев, на основании полученных им данных, делает следующие выводы:

1. При одной и той же плотности сложения (т. е. при одном и том же объемном весе) величина наименьшей влагоемкости не зависит от размера аггрегатов.

2. С увеличением плотности сложения величина наименьшей влагоемкости, отнесенная к весу почвы, слегка уменьшается (мы бы сказали, остается постоянной — см. табл. 83. — *А. Р.*), а отнесенная к объему — сильно возрастает.

3. Наименьшая влагоемкость распыленной почвы (частицы меньше 0,25 мм) при всех плотностях выше, чем аггрегатов любого размера.

4. С увеличением объемного веса от 1,05 до 1,45 наименьшая влагоемкость распыленной почвы увеличивается, а в интервале объемного веса 1,45—1,65 уменьшается.

Этот последний вывод Бияшева можно иллюстрировать таким расчетом, относящимся к распыленной почве:

Объемный вес в г/см³	Общая пороз-ность в % от объема	Наименьшая влагоемкость в % от объема	Степень заполнения пор при влажности, равной наименьшей влагоемкости
1,05	60,3	29,3	49
1,25	52,8	36,1	68
1,45	45,3	39,4	78
1,65	37,7	35,9	95

Таким образом, при объемном весе 1,65 подвешенная влага заполняет почти целиком всю порозность. Не совсем полное заполнение объясняется, вероятно, защемлением воздуха.

Первый из выводов Бияшева — о том, что величина наименьшей влагоемкости не зависит от размера аггрегатов,— подтверждается и Долговым. В его работе (1948, стр. 70, 71) мы находим следующие величины наименьшей влагоемкости (в процентах от веса сухой почвы):

	Аллювиальный суглинок	Деградированный чернозем
Нерассеянная почва	33,4	34,0
Аггрегаты: 5—7 мм	34,3	34,4
3—5 »	35,1	36,9
2—3 »	34,3	34,7
1—2 »	34,2	34,1
0,5—1,0 мм	33,0	35,6
0,25—0,50 »	34,0	37,5
Распыленная почва, частицы $<0{,}25$ мм	33,4	49,1

Обсуждая вопрос о зависимости величины НВ от сложения почвы, нельзя не упомянуть о так называемом «уравнении равновесия влаги» Тюремнова. Тюремнов (1923), изучая режим влажности западнопредкавказских черноземов, обнаружил интересную закономерность. Последняя заключается в том, что произведение величины объемного веса на величину НВ (которую Тюремнов называет «абсолютной влагоемкостью»), вычисленное для отдельных горизонтов одной и той же почвы, оказывается величиной

Таблица 83

Влияние размера аггрегатов и плотности их укладки на величину наименьшей влагоемкости серозема

(по данным Бияшева, 1936)

Размер аггрегатов в мм	Объемный вес в г/см³	Водоудерживающая способность	
		в % от объема	в % от веса
5—3	0,9	23,3	
3—2		24,6	
2—1		24,3	
1—0,5		22,9	
0,5—0,25		23,1	
Среднее		23,6	26,2
5—3	1,05	25,6	
3—2		26,4	
2—1		25,8	
1—0,5		25,4	
0,5—0,25		25,7	
Среднее		25,8	24,6
Распыленная почва, <0,25	1,15	29,3	25,5
5—3		28,6	
3—2		28,4	
2—1		28,2	
1—0,5		27,4	
0,5—0,25		28,2	
Среднее		28,2	24,5
5—3	1,25	30,1	
3—2		30,4	
2—1		30,2	
1—0,5		29,7	
0,5—0,25		30,8	
Среднее		30,2	24,2
Распыленная почва, <0,25		36,1	28,9
Распыленная почва, <0,25	1,45	39,4	27,2
Распыленная почва, <0,25	1,65	35,9	21,8

постоянной для всего почвенного профиля, при условии его однородности по механическому составу, т. е.

$$[\text{ОВ}] \times [\text{НВ}] = K = \text{const.},$$

где ОВ — объемный вес;

НВ — наименьшая влагоемкость.

Иначе говоря, НВ обратно пропорциональна величине объемного веса и, следовательно, прямо пропорциональна величине порозности, так как объемный вес и порозность при одном и том же удельном весе находятся в обратной пропорциональной зависимости.

Таблица 84

«Уравнение влажности» Тюремнова

Западнопредкавказский выщелоченный черновем (данные Тюремнова, 1923)				Каштановая глинистая почва (данные Уласевича, 1938)				Обыкновенный черновем (по данным Уласевича, 1938)				Пахотная дерново-среднеподзолистая почва на легком покровном суглинке (данные Васильева, 1950)				Дерново-среднеподзолистая почва на покровном суглинке под дубовым лесом (данные Васильева)				Мощный черновем на лессовидном суглинке под целинной степью (данные Большакова, 1950)				Каштановая слабосолонцеватая почва (данные Малянова, 1940)				Каштановая среднесолонцеватая почва (по данным Малянова, 1940)				Серовем типичный богарный (по данным Кочериной и Большакова, 1950)			
Глубина взятия образца в см	ОВ в г/см³	НВ в %	[ОВ]×[НВ]	Глубина взятия образца в см	ОВ в г/см³	НВ в %	[ОВ]×[НВ]	Глубина взятия образца в см	ОВ в г/см³	НВ в %	[ОВ]×[НВ]	Глубина взятия образца в см	ОВ в г/см³	НВ в %	[ОВ]×[НВ]	Глубина взятия образца в см	ОВ в г/см³	НВ в %	[ОВ]×[НВ]	Глубина взятия образца в см	ОВ в г/см³	НВ в %	[ОВ]×[НВ]	Глубина взятия образца в см	ОВ в г/см³	НВ в %	[ОВ]×[НВ]	Глубина взятия образца в см	ОВ в г/см³	НВ в %	[ОВ]×[НВ]	Глубина взятия образца в см	ОВ в г/см³	НВ в %	[ОВ]×[НВ]
20—40	1,14	27,0	30,8	0—20	1,17	30,1	35,2	0—25	1,01	33,6	33,9	0—5	0,85	36,4	31,0	0—6	1,02	36,0	36,7	0—10	0,97	46,0	44,7	0—21	1,21	39,1	47,2	0—24	1,25	36,1	45,1	0—4	1,16	18,6	21,6
40—60	1,15	26,8	30,8	20—45	1,36	23,0	31,2	25—65	1,20	26,9	32,2	5—18	0,86	35,4	30,4	8—15	1,31	27,4	36,0	10—20	1,16	35,5	41,2	21—37	1,46	29,1	42,5	24—40	1,40	26,9	37,7	10—14	1,40	18,6	26,0
60—80	1,17	25,8	30,2	45—70	1,42	21,2	30,1	65—85	1,35	22,7	30,7	18—25	1,31	20,9	27,4	17—25	1,41	23,9	33,7	20—30	1,11	32,6	32,2	37—60	1,55	24,6	38,2	40—61	1,52	23,6	35,8	14—18	1,45	18,6	26,9
80—100	1,20	25,2	30,2	70—100	1,47	20,7	30,5	85—100	1,47	21,4	31,4	30—40	1,41	20,8	29,3	25—30	1,48	21,3	31,6	30—40	1,18	31,4	37,0	60—93	1,62	21,7	35,2	61—90	1,60	21,3	34,1	17—21	1,45	18,6	26,9
100—120	1,23	24,5	30,1	—	—	—	—	100—150	1,60	20,7	33,2	40—50	1,49	20,0	29,9	30—40	1,55	21,7	33,7	40—50	1,16	29,5	34,2	93—130	1,61	21,3	34,3	90—120	1,59	21,7	34,5	26—30	1,30	18,6	24,2
120—140	1,26	23,1	29,1	—	—	—	—	—	—	—	—	50—60	1,53	19,6	30,0	40—50	1,54	21,3	32,8	50—60	1,21	29,3	35,5	130—150	1,51	21,8	32,8	120—150	1,44	24,7	35,6	36—40	1,26	17,8	22,4
140—160	1,35	22,5	30,4	—	—	—	—	—	—	—	—	60—70	1,60	18,1	29,9	50—60	1,56	21,2	33,1	60—70	1,21	27,7	33,6	—	—	—	—	—	—	—	—	46—50	1,35	17,9	24,2
160—180	1,34	22,1	29,6	—	—	—	—	—	—	—	—	70—80	1,63	16,4	26,8	60—70	1,62	21,2	34,3	70—80	1,24	26,3	32,6	—	—	—	—	—	—	—	—	66—70	1,44	18,1	26,1
180—200	1,35	21,8	29,3	—	—	—	—	—	—	—	—	80—90	1,75	14,7	25,8	70—80	1,64	20,4	33,5	90—100	1,25	25,6	32,0	—	—	—	—	—	—	—	—	86—90	1,36	16,7	22,7
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	90—100	1,70	15,1	26,6	90—100	1,69	20,9	35,3	100—110	1,26	25,6	32,2	—	—	—	—	—	—	—	—	100—104	1,41	16,6	23,5
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	120—130	1,26	23,9	30,1	—	—	—	—	—	—	—	—	116—120	1,33	16,5	21,9
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	140—150	1,37	23,3	31,9	—	—	—	—	—	—	—	—	140—144	1,36	18,7	25,4
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	160—170	1,46	22,1	32,2	—	—	—	—	—	—	—	—	156—160	1,33	18,6	24,8
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	180—190	1,53	22,5	34,5	—	—	—	—	—	—	—	—	200—204	1,37	16,3	22,4
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	200—210	1,54	20,3	31,2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	220—230	1,56	19,9	31,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	240—250	1,67	16,1	26,9	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	260—270	1,65	15,3	25,2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
												—	—	—	—	—	—	—	—	280—290	1,64	15,5	25,4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

А. А. Роде

Выражаясь еще иначе, величина НВ, выраженная в процентах от объема почвы, является постоянной для данного почвенного профиля. Если объемный вес выразить в граммах на 1 см³ почвы, а наименьшую влагоемкость — в процентах от веса сухой почвы, то величина K — произведение этих двух величин — даст величину НВ в процентах от объема почвы, или запас влаги в миллиметрах водного слоя в 10-сантиметровом слое почвы при влажности последней, равной НВ.

Установленное Тюремновым правило действительно только для тех почв, механический состав которых по профилю существенно не меняется.

В табл. 84 мы приводим величины произведений [ОВ] × [НВ] для нескольких почв, заимствуя соответствующие данные из различных опубликованных работ.

Из этих данных мы видим, что уравнение Тюремнова, действительно, в некоторых случаях оправдывается с исключительной точностью. Это имеет место в толще 5—70 см дерново-подзолистой почвы из Великолуцкой области, в толще 17—90 см дерново-подзолистой почвы из Московской области (ниже 90 см резко меняется механический состав), в слое 70—230 см мощного чернозема (ниже 230 см начинается более легкий суглинок); в слое 20—200 см предкавказского чернозема; в слое 20—100 см каштановой почвы; в слое 0—150 см обыкновенного чернозема; в слое 24—150 см каштановой среднесолонцеватой почвы. Только верхние горизонты всех указанных разрезов не подчиняются этому правилу, равно как и весь профиль каштановой слабосолонцеватой почвы. В профиле богарного серозема величина K колеблется сильно и незакономерно.

Следовательно, уравнение Тюремнова не представляет собою сколько-нибудь точной математической закономерности, но является эмпирической зависимостью, которая оправдывается достаточно часто для того, чтобы не считать ее случайностью.

Заметим, что постоянство произведения [ОВ] × [НВ] чаще всего нарушается в верхних горизонтах, где оно оказывается, по сравнению с нижними горизонтами, более высоким и где, как правило, сложение почвы наиболее сильно отличается от сложения нижних горизонтов.

В связи с вопросом о влиянии сложения почвы на величину НВ, следует остановиться на нескольких данных Долгова (1948а, стр. 72, табл. 17), которые дают возможность сделать интересные выводы.

Долгов задался вопросом — нельзя ли определять наименьшую влагоемкость в насыпных колоннах, вместо того чтобы определять ее в поле. Для того, чтобы ответить на этот вопрос, Долгов определил величину НВ в насыпных колоннах из образцов четырех горизонтов темно-каштановой почвы, для которых эта величина была определена обычным полевым методом. Результаты опыта представлены в табл. 85 и относятся к той же глинистой каштановой почве, которая фигурирует и в табл. 84.

Долгов, в результате рассмотрения этих данных, делает вывод, что «... соответствие между полевыми и лабораторными определениями полевой влагоемкости... оказывается удовлетворительным только для пахотного слоя, в котором почва имеет, благодаря обработке, как бы нарушенное строение».

Нам кажется, что данные Долгова позволяют сделать более полный вывод. Обратим внимание на то, что в насыпных колоннах НВ получилась совершенно одинаковой во всех горизонтах. Механический состав каштановых почв, как о том можно судить по данным Прасолова и Антипова-Каратаева (1939), вполне однороден по профилю. Чем же объясняется тот факт, что в насыпных колоннах Долгов получил одинаковые величины НВ для всех горизонтов, и притом в точности равные той, которая получена в поле для пахотного горизонта? К большому сожалению,

Таблица 85

Наименьшая влагоемкость темнокаштановой глинистой почвы по полевым определениям и по определению в насыпных колоннах

(по данным Долгова и Уласевича)

Горизонт	Наименьшая влагоемкость в % от веса сухой почвы		Объемный вес в г/см³	
	по полевым определениям	по определению в насыпных колоннах	в естественном сложении	в насыпной колонне
A	30,1	30,4	1,17	1,08
B_1	23,0	30,4	1,36	Не опр.
B_2	21,3	30,0	1,42	» »
C	20,7	30,0	1,47	» »

Примечание. Величины объемного веса в естественном сложении заимствованы из работы Уласевича (1938).

Долгов не приводит величин объемного веса в насыпных колоннах остальных горизонтов, кроме пахотного. Но несомненно, что он был меньше, чем при естественном сложении, т. е. почва в колоннах лежала рыхлее. Вследствие этого комки почв в колоннах при увлажнении имели возможность набухать и увеличиваться в объеме, в то время как в естественной обстановке они этой возможности почти лишены. Величина же набухания может быть значительной. Так, например, Франсессон (1947) для глыбок чернозема получил величины коэффициента усадки, т. е. отношения

$$\frac{\text{Уменьшение объема глыбок при высушивании в см}^3}{\text{Потеря воды в см}^3},$$

приведенные в табл. 86.

Таблица 86

Коэффициент усадки глыбок чернозема, приготовленных различным путем и в различных интервалах влажности

Способ приготовления глыбок	Коэффициент усадки в различных интервалах влажности			
	от капиллярной до наименьшей влагоемкости	от наименьшей до максимальной молекулярной влагоемкости	от максимальной молекулярной влагоемкости до 1,5 величины максимальной гигроскопичности	от 1,5 величины максимальной гигроскопичности до воздушной гигроскопичности
Глыбки с естественным сложением, увлажненные медленно . .	0,02	0,33	0,68	0,74
Глыбки с естественным сложением, увлажненные капиллярно быстро	0,26	0,56	0,65	0,71
Глыбки из почвы, перемятой во влажном состоянии	0,98	0,98	0,70	0,53

Из величин, приведенных в табл. 86, мы видим, что воздушно-сухая почва при увлажнении от воздушно-сухого состояния до наименьшей влагоемкости может увеличиваться в объеме в среднем не менее чем на 50% от объема впитанной ею воды. Однако в естественных условиях более или менее беспрепятственно увеличивать свой объем может только верхний горизонт почвы. Чем глубже, тем эта возможность становится меньше — вследствие давления вышележащих слоев, уменьшения порозности и увеличения плотности сложения. Придавая искусственно такой почве рыхлое сложение, мы облегчаем ей возможность набухать и за счет этого увеличивать свою наименьшую влагоемкость до некоторого естественного предела, обусловленного разрыхленным сложением, механическим составом, содержанием гумуса и составом обменных катионов,— последнее особенно в том случае, если среди них присутствует ион натрия. Поэтому не случайно, что темнокаштановая почва в опыте Долгова в рыхлом состоянии оказалась обладающей во всех горизонтах одинаковой величиной НВ и именно такой, какая в естественных условиях характерна для верхнего горизонта.

Напомним, что еще Вильямс указывал на то, что «наиболее влагоемкие тела, например, чистая глина ... обладают тем свойством, что если они поставлены в условия неосуществимости увеличения объема, вода в них не проникает (1940, стр. 80).

Иллюстрацию к сказанному выше мы находим и в данных Богачука (1938). Богачук определял НВ чернозема в естественном состоянии и после снятия верхнего 20- или 40-сантиметрового слоя. Результаты получились следующие (табл. 87).

Таблица 87

Величина наименьшей влагоемкости (в мм водяного столба) для чернозема

	Глубина горизонта от поверхности в см							
	0—10	10—20	20—30	30—40	40—50	50—60	60—70	70—80
Без снятия	37,0	36,7	34,3	32,6	32,1	31,9	32,6	31,5
Со снятием 20-см слоя . . .	—	—	36,6	36,9	34,1	32,8	32,6	32,5
Со снятием 40-см слоя . . .	—	—	—	—	36,9	36,4	34,5	32,6

Из этих данных мы видим, что по мере снятия верхних слоев НВ лежащих ниже слоев в пределах 30—40 см увеличивается. Это может быть объяснено тем, что указанные слои получили некоторую возможность к набуханию и расширению своего объема.

Из всего сказанного о влиянии сложения почвы на величину НВ вытекает важный практический вывод, заключающийся в том, что, увеличивая глубину вспашки или применяя рыхление подпахотного горизонта, мы можем увеличить и НВ почвы и тем самым способствовать повышению запаса физиологически полезной влаги. Интересный материал, подтверждающий этот вывод, мы находим в работе Балябо и Васильевой (1951).

В свете всех изложенных выше данных и соображений, делается понятным и уравнение Тюремнова. Так как объемный вес представляет собой величину, обратную рыхлости сложения почвы, то естественно, что чем меньше объемный вес, тем больше рыхлость, тем больше может набухнуть почва и тем выше (до известного предела) будет величина ее наименьшей влагоемкости.

4. ПОДВИЖНОСТЬ ПОДВЕШЕННОЙ ВЛАГИ ПРИ ВЛАЖНОСТИ, РАВНОЙ НАИМЕНЬШЕЙ ВЛАГОЕМКОСТИ В СУГЛИНИСТЫХ И ГЛИНИСТЫХ ПОЧВАХ И ГРУНТАХ

Теперь мы должны перейти к вопросу о подвижности влаги при влажности, равной наименьшей влагоемкости. Казалось бы, что этот вопрос уже рассмотрен нами выше. Мы ведь видели, что при поступлении воды сверху, в более или менее сухую почвенную толщу, та или иная часть последней, в зависимости от количества поступившей влаги и первоначальной влажности почвы, промачивается до величины НВ. Ниже идет переходный слой с быстро уменьшающейся книзу влажностью и, наконец, слой с первоначальной влажностью. Мы видели при этом, что такое распределение влаги следует считать квазиравновесным.

Резкое падение подвижности почвенной влаги при уменьшении влажности почвы до величины НВ было установлено Долговым (1948а, стр. 79 и сл.).

Можно указать еще на опыты Цветкова, на которые ссылается в своей работе Францессон (1947). Эти опыты показали, что скорость испарения из чернозема Сумской опытной станции резко падает после того, как влажность в процессе испарения сделается меньше НВ.

Казалось бы, что из всего этого можно сделать вывод о том, что влага, содержащаяся в верхнем, промоченном до величины НВ слое, является практически неподвижной. Это особенно отчетливо явствует из того факта, что влага не стекает вниз, несмотря на наличие внизу, на границе промоченного слоя, значительного градиента влажности.

Однако это не так. Действительно, эта влага не способна или, точнее говоря, почти не способна к передвижению вниз, несмотря на наличие указанного градиента. Но оказывается, что если эта влага начнет испаряться, то она будет передвигаться к поверхности испарения и при этом в любом направлении, в том числе и вверх.

Вопрос о восходящем передвижении подвешенной влаги при испарении в суглинистых и глинистых почвах и грунтах имеет первостепенное практическое значение. Это значение определяется тем, что, как известно, именно в этой форме запасается влага в подавляющем большинстве случаев в почвах степных типов почвообразования (черноземах, каштановых почвах и сероземах), а также во многих случаях и в серых лесостепных почвах. Может или не может запасенная в этой форме влага теряться путем испарения и, если может, то в каких размерах происходит эта потеря?

Этот вопрос занимал умы многих исследователей — как почвоведов, так, в особенности, агрономов. Однако, как это ни странно, при весьма большом числе рассуждений на эту тему мы почти не находим попыток решить этот исключительно важный вопрос экспериментальным путем. Только этим объясняется тот факт, что до недавнего времени разные исследователи решали этот вопрос диаметрально противоположно. Стоит отметить, что более правильное решение этого вопроса, как мы сейчас увидим, давали обычно те исследователи, которые непосредственно сталкивались с данным явлением в хозяйственной обстановке.

Совершенно отчетливо интересующий нас вопрос решался Костычевым. В своем курсе почвоведения (1886/87) он писал по этому поводу следующее (цитируем по изданию 1939 г., стр. 128—129): «Во многих случаях грунтовая вода находится так глубоко, что о поднятии ее до поверхности почвы не может быть и речи. Тогда к высыхающему верхнему слою может подниматься из нижних горизонтов только та вода, которая задержана почвой в силу ее влагоемкости». Несколько выше (стр. 128) он разъясняет и механизм передвижения влаги при испарении. Он считает, что по мере

испарения влаги из «узких скважин» она будет пополняться в них за счет притока из «широких скважин».

Точку зрения Костычева разделял и Измаильский. Он писал (1894, 122): «Верхний слой почвы, теряя часть влаги через испарение, при известных условиях может вновь пополнить эту потерю за счет влаги более глубоких слоев, которая, в силу капиллярности, поднимается до высыхающей поверхности почвы. Таким образом, уменьшение влаги в почве в силу одного только испарения ее с поверхности происходит не только на счет влаги верхнего слоя, но и на счет запаса ее в более глубоких слоях».

Не могло интересующее нас явление укрыться и от острого взгляда такого вдумчивого естествоиспытателя, каким был Высоцкий. Из своих наблюдений в Велико-Анадоле он сделал вывод о том, что (1898, стр. 26 и сл.) «испаряющаяся с поверхности и притекающая снизу вверх путем капиллярности влага выносит растворимые в ней вещества на поверхность почвы...». У Высоцкого было совершенно отчетливое представление о том, что влага в черноземах не связана с грунтовыми водами, т. е. находится в форме подвешенной (хотя этого термина он и не употреблял). Поэтому мы вправе сделать из приведенной цитаты вывод, что, по мнению Высоцкого, подвешенная влага способна к восходящему передвижению при испарении. Несколько ниже Высоцкий даже приводит предельную величину «капиллярной влажности» подпочвы в Велико-Анадоле, допускающей свободную циркуляцию жидкой воды и растворов, которая по его наблюдениям равна 15% (вероятно, от веса влажной почвы, что соответствует 17,6% от веса сухой почвы.— *А. Р.*).

Вильямс держался той же точки зрения, говоря, что в бесструктурной почве, «...как только на поверхности почвы обособится более сухой слой, к нему тотчас устремится вода из ближайшего нижнего слоя, *и под влиянием создавшейся разности напряжений влажности вся масса воды почвы устремится к ее поверхности*» (1940, стр. 273).

К большому сожалению, глубоко верные, как мы увидим ниже, представления Костычева, Измаильского, Высоцкого и Вильямса, хотя и были основаны на наблюдениях в природе, но в работах этих исследователей не были подкреплены экспериментальными данными. Только этим можно объяснить тот факт, что позднейшие исследователи и среди них такие крупные ученые, как Коссович, Ротмистров, Лебедев и другие, пришли к прямо противоположной точке зрения, которая, однако, как будет показано ниже, оказалась ошибочной.

Коссович, которому мы обязаны установлением понятия о наименьшей влагоемкости почв, прямо писал, что «...влажность почвы, соответствующая наименьшей влагоемкости, неспособна передвигаться в почве» (1904). Такое утверждение сделается совершенно понятным, если мы вспомним, что Коссович представлял себе, что влага при наименьшей влагоемкости содержится в виде изолированных скоплений стыковой влаги.

Ротмистров в первых своих исследованиях (1904) допускал возможность восходящего передвижения подвешенной воды при испарении в пределах первого метра. Но в дальнейшем он резко отмежевался от этой точки зрения. В своей работе «Сущность засухи», он отказывается от установленного им ранее понятия «критического горизонта» и заявляет, что возможность подъема воды из глубоких слоев на поверхность в силу капиллярности является «...превратным представлением, перешедшим из литературы, можно сказать, в обиход» (1913). Ротмистров поясняет при этом, что при неполной насыщенности почвы водой последняя находится в почве «... в виде отдельных капель, больших или малых, разобщенных друг от друга воздухом», т. е. представляет себе состояние этой влаги совершенно так же, как и Коссович.

Еще резче по данному вопросу высказывается, начиная с самых ранних своих работ, датируемых 1913 годом, Лебедев. Он пишет (1913, стр. 117 — 118): «Наблюдения в природе показывают, что такое высыхание южных почв идет послойно сверху, чего не должно было бы быть, если бы вода поднималась по капиллярам». И далее: «Итак, теоретические соображения, наблюдения в природе и опыт позволяют утверждать, что на юге, юго-востоке, вообще там, где имеется мертвый горизонт, *капиллярное передвижение воды снизу вверх в верхних горизонтах почв невозможно*»[1].

Однако и у этой группы исследователей, представителями которой являются Ротмистров и Лебедев, никаких прямых экспериментальных данных, подтверждающих их точку зрения, не приводится.

Интересующий нас вопрос обсуждается подробно Розовым (1936, стр. 77—78 и 121—122) в связи с вопросами засоления почв. Нужно сказать, что его собственная точка зрения не совсем ясна. Указывая в одном месте, что четочная форма почвенных капилляров способствует восходящему передвижению подвешенной влаги, в другом месте он как бы отказывается от этой точки зрения. Но в его книге есть ссылка на экспериментальные исследования Гороховой, выполненные в лаборатории Всесоюзного научно-исследовательского института гидрологии и мелиорации, которые показали, что «...в зависимости от строения грунта, характер передвижения солей в нем без подпора грунтовых вод может варьировать, но в большинстве случаев поднятие их кверху осуществляется довольно энергично». Работа Гороховой якобы опубликована в «Трудах комиссии МАП» за 1933 г. Несмотря на самые тщательные поиски, такой книги мы не нашли. Очевидно, опыты Гороховой остались неопубликованными и о их результатах можно судить только по цитированной выше фразе Розова.

В 1936 г. появилось, наконец, первое экспериментальное исследование по рассматриваемому нами вопросу, выполненное Летуновым, Музычуком и Лапшиной (1936 и 1942). Их опыты заключались в том, что в трубки набивали почву, содержавшую 2% NaCl. Поверх этой почвы набивали слой почвы в 30 см толщиной, не содержавший хлористых солей. Почву в трубках увлажняли водой с таким расчетом, чтобы не получить сквозного промачивания: в одной серии — до глубины 30 см, а в другой — до глубины 60 см. После этого трубки были поставлены на испарение в лабораторных условиях без нагрева. По прошествии 1, 2 и 3 месяцев трубки вскрыли и в них послойно определили влажность и содержание хлора. Результаты опытов представлены на рис. 53. Из этого рисунка отчетливо видно, во-первых, что значительное количество воды испарилось, причем это испарение охватило 30-сантиметровый слой. Во-вторых, одновременно с испарением в верхний 30-сантиметровый, первоначально не засоленный слой переместилось некоторое количество солей. Таким образом, восходящее передвижение подвешенной влаги в жидкой форме, несомненно, имело место.

Вместе с тем приходится констатировать, что это передвижение в данном опыте было очень незначительным и передвижение при наличии испарения лишь немногим превысило передвижение без испарения, т. е. путем диффузии. Нужно сказать, что методически опыт был поставлен не вполне удачно. Засоленный горизонт (начиная с глубин 30 см и глубже) в своей верхней части, как это отмечают и сами авторы, в процессе промачивания почвы несколько осолонцевался. Вследствие этого обратное восходящее передвижение влаги и хлора оказалось очень затруднительным. Именно

[1] Курсив наш.— *А. Р.*

этим объясняется тот факт, что просыхание почвенной толщи, даже при промачивании до глубины 60 см, охватило лишь верхние 30 см, почти не захватывая лежащих ниже слоев. Все это понизило убедительность результатов опыта.

Передвижение к поверхности подвешенной влаги при испарении в природных условиях наблюдал также Качинский во время своих исследований физических свойств почв в долине р. Богаз (Качинский, Осин и Долгополова, 1937). Он отмечает, что потеря влаги из политой почвы наблюдалась из всего промоченного слоя. Из приводимых цифровых данных (1937, табл. 8) видно, что эта потеря охватывала в различных почвах слой от 20 до 40 см. Качинский указывает на то, что потеря воды шла двояким

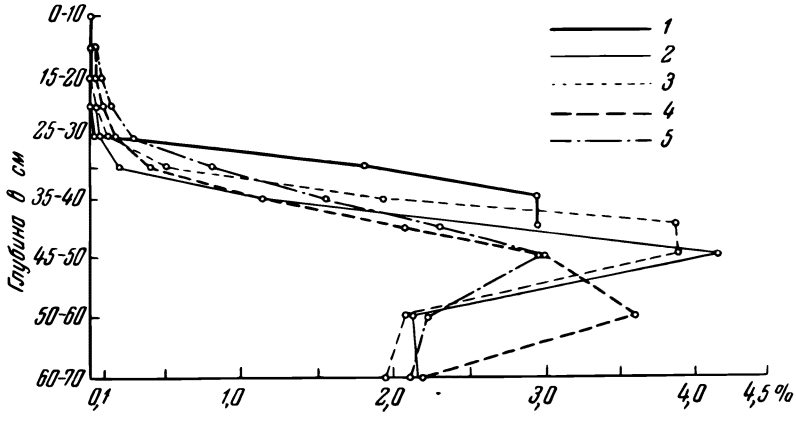


Рис. 53. Распределение NaCl в трубках в опыте Летунова с сотрудниками.

1 — трубка вскрыта в момент исчезновения воды с поверхности; *2* — трубка вскрыта через 1 мес., почва защищена от испарения; *3* — трубка вскрыта через 1 мес., при свободном испарении; *4* — трубка вскрыта через 3 мес., почва защищена от испарения; *5* — трубка вскрыта через 3 мес. при свободном испарении.

путем: через поднятие по капиллярам к поверхности и испарение и через испарение в скважины почвы и последующее выдувание влажного воздуха. При этом Качинский большее значение придает первому явлению, т. е. поднятию воды по капиллярам. Самый механизм явления Качинский, подобно Костычеву, объясняет тем, что «...широкие капилляры являются водными резервуарами, питающими мелкие капилляры, подводящие воду к поверхности почвы». Интересно замечание Качинского о том, что рассасывания воды по капиллярам в стороны при этом не наблюдалось.

В более ранних своих исследованиях (1933) Качинский показал, что на черном пару на подзолистой почве Московской области наблюдается значительная потеря влаги за счет физического испарения. При этом оказалось, что делянка с распыленной почвой теряет значительно больше влаги, чем делянка с почвой структурной.

Рассматривая критически объяснение механизма передвижения подвешенной влаги при испарении, выдвигаемое Качинским, следует сказать, что применительно к условиям его опыта оно является весьма вероятным. Качинский наблюдал потерю влаги в процессе испарения с р а з у ж е п о с л е п о л и в а, когда влага в почве еще не успела придти в то квазиравновесное состояние, которое характерно для влажности, равной НВ.

Несомненно, что в природе такой случай, когда испарение начинается немедленно вслед за выпадением ливня или за искусственным поливом, распространен широко. Однако оказывается, как мы это увидим ниже, что восходящее движение подвешенной влаги при испарении наблюдается и после достижения ею квазиравновесного состояния. Очевидно, что в этот момент рассасывание влаги из крупных капилляров в мелкие уже заканчивается и в этом случае тот механизм поднятия подвешенной влаги к поверхности в процессе испарения, который рисуется Качинским, перестает действовать.

Учитывая при этом, что по наблюдениям Качинского при наличии поднятия вверх подвешенной влаги в процессе испарения рассасывание ее в стороны в это время отсутствовало, можно усомниться в большом значении того механизма передвижения подвешенной влаги, который рисуется Качинским. Ибо, если влага из резервуаров — крупных капилляров — может передвигаться по тонким капиллярам вверх, то почему же она не может передвигаться таким же образом по тонким капиллярам в стороны? А между тем такого передвижения в стороны не наблюдается. Поэтому, не отрицая полностью того объяснения передвижения влаги, которое предлагается Качинским, мы полагаем, что удельный вес этого механизма в восходящем передвижении подвешенной влаги невелик и что основную роль здесь играют какие-то другие явления, о чем мы будем говорить ниже.

Вопрос о восходящем передвижении подвешенной влаги при испарении встал перед нами в 1942 г., когда мы приступили к изучению водного режима богарных сероземов в Средней Азии. На рис. 54 мы изображаем ход влажности в типичном сероземе под черным паром (который постоянно поддерживался в состоянии полного отсутствия растительности) в течение года (Роде, 1947).

Из этого рисунка мы видим, что подвешенная влага, наибольшее содержание которой наблюдалось в апреле, довольно быстро расходуется из 150-сантиметровой толщи, причем к концу августа влажность в слое 50—150 см падает до величины 10—11%, в то время как величина НВ составляет 16—18,5%. В дальнейшем влажность, равная 10—11%, в течение длительного периода остается удивительно постоянной. Из этого следует, что известная часть подвешенной влаги, но заведомо не вся она, может быть израсходована из почвенной толщи путем испарения. Возникает вопрос: в какой форме и в каком направлении ушла эта влага?

Сколько-нибудь заметной перегонки в лежащие ниже слои в форме водяного пара быть, очевидно, не могло, так как ниже шли слои с практически постоянной влажностью, равной 6—7%, остававшейся почти неизменной в течение всего года. Очевидно, что подвешенная влага расходовалась в атмосферу. Но в какой форме передвигалась при этом влага в почвенном профиле — в жидкой или парообразной — вот тот вопрос, который нужно было решить.

Для его решения Большаковым (1950) был поставлен следующий опыт. Вертикальную почвенную призму высотой в 2 м и площадью 2 × 2 м окопали канавой и ее боковые поверхности обложили промасленной мульчбумагой, после чего канаву закопали. Эту призму сверху увлажнили слабым раствором хлористого кальция, который промочил почвенную толщу примерно до глубины 90 см. Так как опыт закладывался весной, когда почва содержала еще довольно много влаги, общая мощность почвенной толщи, влажность которой была доведена до величины НВ, была не менее 2 м, из них верхние 90 см занимал внесенный раствор хлористого кальция.

Площадку после впитывания раствора тщательно закрыли сверху для

предотвращения испарения. Через две недели — 2 июля — площадку открыли и в почве было послойно определено исходное распределение влаги и хлора. После этого площадка была открыта для свободного испарения влаги. Поверхность ее поддерживалась в чистом от растений состоянии. 3 октября, т. е. через 3 месяца, послойное определение содержания влаги и хлора в почвенной призме было повторено. Результаты опыта представлены на рис. 55 и в табл. 88.

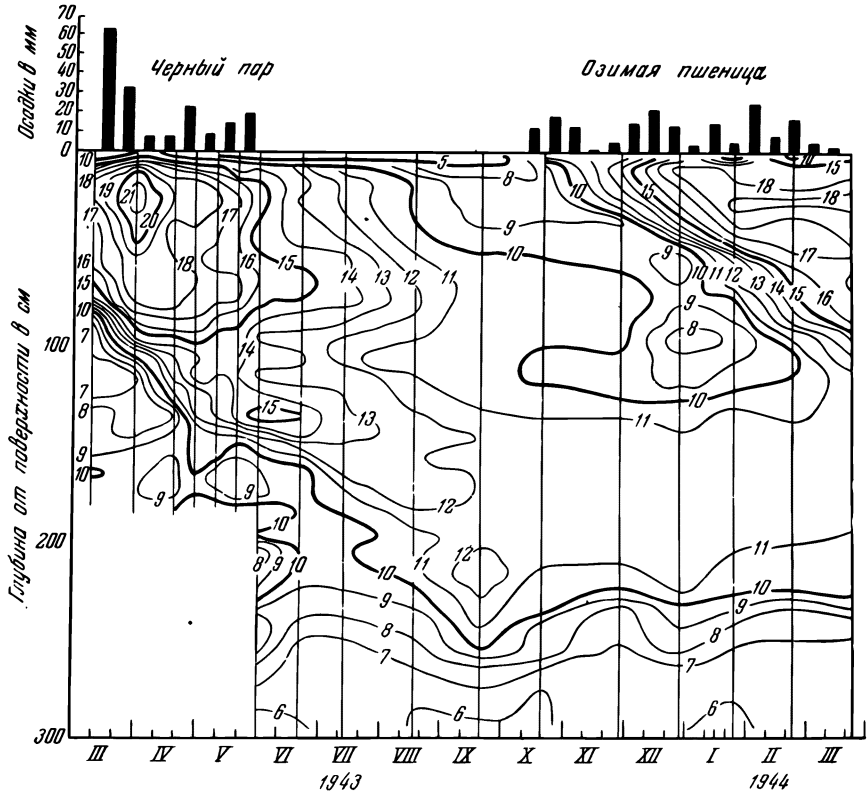


Рис. 54. Изменение влажности богарного серозема под черным паром (по данным Большакова).

Цифры изображают содержание влаги в процентах от веса почвы.

Цифры этой таблицы говорят о следующем. Во-первых, мы видим, что влажность всего метрового слоя сильно уменьшилась, дойдя в верхней части до величины меньшей, чем максимальная гигроскопичность, а в слое 20—100 см — до величины, равной в среднем 11%, т. е. той предельной влажности, до которой, как мы видели, просыхает почва под черным паром (см. рис. 54). Общий запас свободной (т. е. за вычетом величины максимальной гигроскопичности) влаги, как показывают подсчеты, в метровой толще уменьшился с 203,8 до 84,3 мм, т. е. примерно на 60%.

Во-вторых, хлор передвинулся кверху. В горизонте 0—5 см наблюдаем значительное накопление его, а во всех остальных слоях — значительное уменьшение его содержания. Следовательно, хлор из слоя 5—90 см передвинулся в большом количестве в слой 0—5 см. Контрольный подсчет запаса хлора в метровой колонне сечением 1 дм² показал, что в начале

Таблица 88

Результаты полевого опыта по определению форм передвижения подвешенной влаги при испарении

(по данным Большакова, 1950)

Глубина взятия образца в см	Исходное состояние 2 июля				Конечное состояние 3 октября			
	Влажность в % от веса сухой почвы		Хлор		Влажность в % от веса сухой почвы		Хлор	
	общая	свободная	в % от веса сухой почвы	концентрация в мг на 1 г свободной влаги	общая	свободная	в % от веса сухой почвы	концентрация в мг на 1 г свободной влаги
0—2,5	20,4	15,7	0,044	2,80	2,2	—2,5	0,287	—
2,5—5	19,9	15,2	0,026	1,71	3,7	—1,0	0,056	—
5—10	19,7	15,2	0,021	1,40	8,1	3,4	0,005	1,47
10—20	19,8	14,8	0,024	1,62	9,3	4,3	0,007	1,62
20—30	19,0	14,0	0,021	1,50	10,3	5,3	0,008	1,51
30—40	19,1	14,3	0,020	1,40	11,5	6,7	0,008	1,19
40—50	18,9	14,1	0,017	1,21	11,9	7,1	0,009	1,27
50—60	18,6	13,6	0,014	1,03	12,7	7,7	0,008	1,04
60—70	18,6	13,4	0,010	0,75	12,9	7,7	0,007	0,91
70—80	18,6	13,6	0,008	0,59	12,5	7,5	0,006	0,80
80—90	18,3	13,5	0,006	0,44	11,2	6,4	0,006	0,71
90—100	19,2	14,4	0,004	0,28	11,4	6,6	0,003	0,45

Примечания.

1. Содержание свободной влаги вычислено нами (*А. Р.*) путем вычитания из общего содержания влаги величины максимальной гигроскопичности для данного горизонта.

2. Отрицательные величины содержания свободной влаги 3 октября в слое 0—5 см означают, что влажность этого слоя почвы оказалась ниже величины максимальной гигроскопичности.

опыта запас хлора составлял 2,006 г, а в конце — 1,877 г. Небольшая потеря, лишь немногим превышающая 6% от первоначального запаса, явилась следствием того, что хлористый кальций, накопившийся на поверхности почвы, был частично снесен ветром.

Третье, на что следует обратить внимание,— это величины концентрации хлора в свободной влаге. В слое 5—90 см эти величины в течение опыта практически не изменились. Подсчет средних концентраций дает величину 1,00 мг/г в начале опыта и 1,13 мг/г — в конце опыта.

Из всех этих данных с полной очевидностью вытекает тот вывод, что подвешенная влага в процессе испарения передвигалась в почвенном профиле вверх в жидкой форме, причем испарение ее происходило примерно на глубине около 5 см. Так как концентрация раствора в слоях, лежащих глубже 5 см, не менялась, то очевидно, что испарения ниже этой глубины не происходило.

Кроме этого бесспорного вывода напрашивается еще и второй, а именно, что подобное передвижение подвешенной влаги может происходить лишь до известного предела влажности, который в данном случае равнялся примерно 11%.

Для проверки этого вывода, а также для более детального изучения механизма всего явления в целом Абрамовой, по нашей просьбе, была поставлена серия лабораторных опытов, частично опубликованных (Абрамова, 1948), которые заключались в следующем.

Трубки из оцинкованного железа, диаметром около 90 мм и длиною 1 м (в некоторых опытах — 1,4 м) набивали воздушно-сухой почвой, предварительно растертой и пропущенной через сито в 1 мм. Зачем почвенную

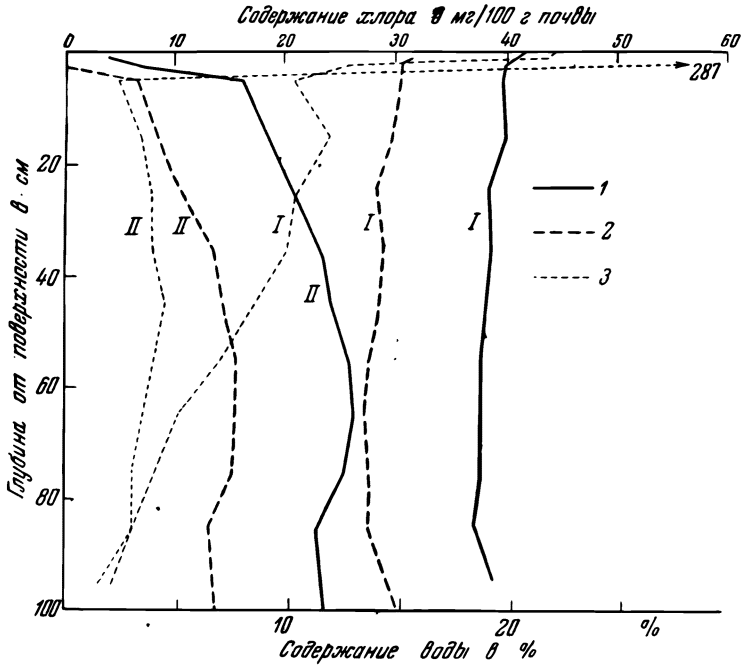


Рис. 55. Изменение содержания влаги и хлора в богарном сероземе при испарении подвешенной воды (полевой опыт Большакова).

1 — общее содержание воды; *2* — содержание свободной воды; *3* — содержание хлора; *I* — до опыта; *II* — после опыта.

колонну сверху увлажняли слабым (0,01 н.) раствором хлористого кальция с таким расчетом, чтобы колонна не была промочена насквозь, а лишь до глубины 70—80 см. Иными словами, в колонне создавался слой подвешенной воды. После этого трубки сверху плотно закрывали крышками и оставляли стоять 20 дней. Этот срок, как было выяснено, обеспечивал достижение почти равновесного состояния влаги. По прошествии 20 дней контрольные трубки вскрывали и в них послойно определяли влажность и распределение хлора. Другие трубки ставили вертикально под нагреватель из сильных электроламп, что вызывало усиленное испарение. Нагрев продолжался по 8 часов ежедневно. По прошествии определенных промежутков времени трубы вскрывали и в них послойно определяли влажность и содержание хлора. Смысл внесения последнего заключался в том, что при его помощи жидкая вода как бы «метилась», и по его перераспределению в колонне, а также по изменению его концентрации мы могли судить о передвижении воды в жидкой форме.

Результаты четырех опытов Абрамовой представлены на рис. 56, 57, 58 и 59. Каждый рисунок состоит из трех серий кривых. Левая серия кривых изображает распределение влажности, средняя — распределение хлора и правая — его концентрацию. Последняя вычислена на условно

«свободную» воду, т. е. на содержание влаги минус величина максимальной гигроскопичности.

Обратимся к рис. 56, на котором представлены результаты опыта с легким бесструктурным суглинком. Из рассмотрения левой серии кривых мы совершенно ясно видим, что содержание подвешенной воды при испарении резко уменьшилось, причем это *уменьшение более или менее равномерно распространилось на всю промоченную толщу* (в данном случае — 70 см). Наименьшая влагоемкость, как можно видеть из рисунка, равнялась примерно 17—17,5%. По окончании опыта влажность уменьшилась до 11,5%.Таким образом, оказалось потеряно около 6% влаги, т. е. около одной трети от общего ее содержания. Если же мы учтем, что максимальная гигроскопичность этого суглинка была равна 4%, а влажность завядания — около 6%, то, следовательно, по отношению к условно свободной воде потеря составила около 45%, а по отношению к доступной влаге — свыше половины (55%). Существенным является то обстоятельство, что *по достижении определенного предела влажности, равного в данном случае 11,5%, дальнейшая потеря влаги почти прекратилась* Это доказывается тем фактом, что кривые распределения влажности после 10-го и после 20-го дня почти накладываются одна на другую, кроме только самого верхнего, резко загнутого влево отрезка, относящегося к верхнему 12-сантиметровому слою почвы.

Обратимся теперь к поведению хлора (средняя часть рис. 56). Кривые его распределения в общем подобны кривым распределения влажности, за исключением самой верхней части, где они принимают обратную форму. В самых верхних слоях почвенной колонны наблюдается резко выраженное накопление хлора, по масштабу не укладывающееся в рамки рисунка и отмеченное цифрами. Эта форма кривых и накопление хлора в поверхностных слоях полностью подтверждают вывод, который мы сделали из рассмотрения результатов опыта Большакова: *подвешенная влага в процессе испарения передвигается вверх, к испаряющей поверхности, в жидкой форме*, на что указывает накопление вверху хлора, который может передвигаться лишь вместе с жидкой водой.

Чтобы уточнить этот вывод, мы вычислили концентрации хлора в свободной влаге. Если передвижение влаги совершается только в жидкой форме, то концентрация хлора изменяться не должна. Рассматривая правую часть рис. 56, мы видим, что в продолжение первых 10 дней опыта концентрация меняется мало, хотя все же имеет некоторую тенденцию к увеличению. Это свидетельствует о том, что наряду с резко выраженным восходящим током жидкой влаги происходит в незначительных размерах передвижение и парообразной влаги, вследствие чего концентрация раствора несколько повышается. Между 10-м и 20-м днями опыта концентрация сильно уменьшается, причем это уменьшение охватывает всю промоченную часть почвенной колонны и особенно резко выражено в слое 10—30 см. Еще резче это уменьшение выражено в период от 20-го до 40-го дня. Так как оно наблюдалось во всех опытах без исключения (а их было проведено Абрамовой много), то очевидно, что это явление не представляет собою чего-либо случайного, а вполне закономерно.

На наш взгляд это явление объясняется следующим образом. Так как почвенная колонна сверху нагревалась, в ней должна была создаваться, как на это указывал еще Лебедев, нисходящая перегонка парообразной влаги. Эта влага, конденсируясь в нижних слоях, устремлялась уже в жидкой форме обратно вверх, к испаряющей поверхности, унося с собою хлористый кальций, вследствие чего содержание последнего уменьшалось, в то время как влажность продолжала оставаться постоянной, равной 11,5%. Концентрация хлора при этом, естественно, падала. Описанное только что явление, вероятно, началось одновременно с началом опыта,

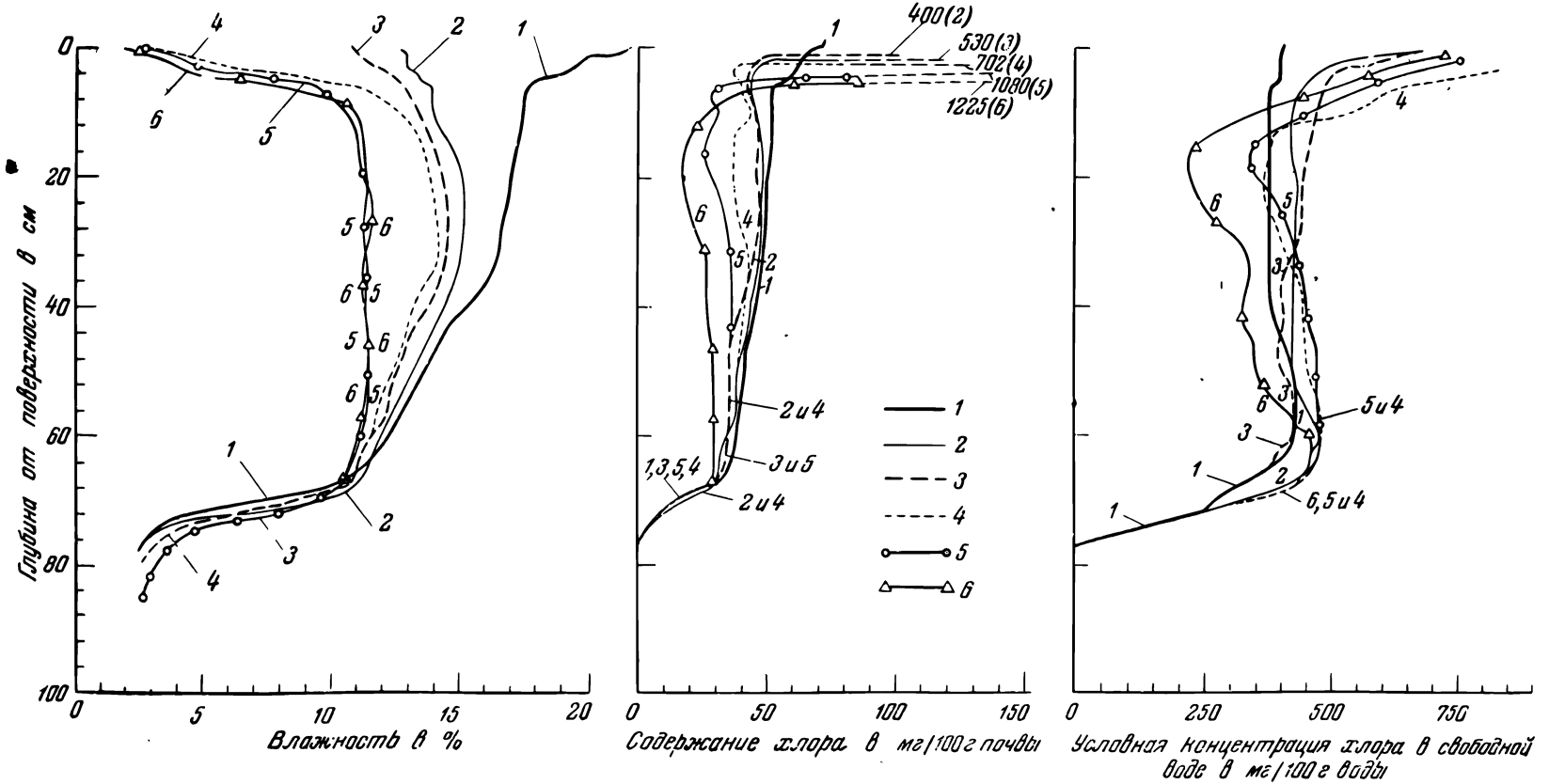


Рис. 56. Изменение распределения в легком суглинке подвешенной влаги, помеченной ионом хлора, в процессе испарения (по данным Абрамовой).

1 — исходное состояние; *2* — испарение 1 день; *3* — испарение 2 дня; *4* — испарение 5 дней; *5* — испарение 10 дней; *6* — испарение 20 дней.

но поскольку в начальный период опыта в почве было много влаги, которая энергично поднималась вверх, эффект перегонки заметен не был. И лишь после того как влажность достигла предельной величины, равной 11,5%, причем свободная от воды порозность, через которую может происходить перегонка пара, значительно увеличилась, описанное выше передвижение влаги за счет перегонки пара сделалось интенсивным.

Обратимся теперь к рассмотрению другого опыта Абрамовой. Этот опыт был поставлен с мощным черноземом, взятым на целинном степном участке Центрального государственного черноземного заповедника. Опыт был поставлен в двух вариантах: с отсеянными аггрегатами размером

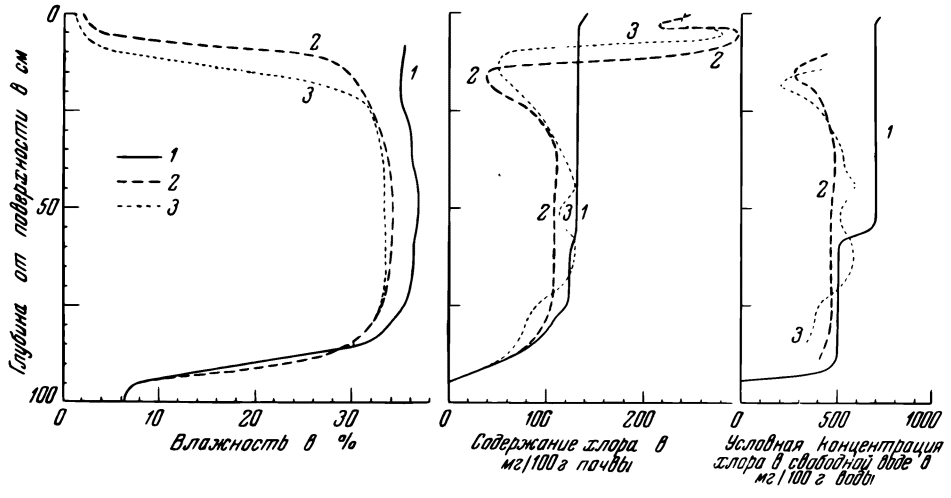


Рис. 57. Изменение распределения в структурном черноземе подвешенной влаги, помеченной ионом хлора, в процессе ее испарения (по данным Абрамовой).

1 — исходное состояние; *2* — испарение 20 дней; *3* — испарение 40 дней.

1—3 мм и растертым, распыленным черноземом. Результаты опыта представлены на рис. 57 и 58, первый из которых относится к аггрегатам, а второй — к растертому чернозему.

Общая картина и в этом случае получилась та же самая, что в опыте с легким суглинком. Некоторая часть подвешенной влаги в процессе испарения передвинулась вверх, на что указывает накопление хлора в верхних слоях колонны. После того, как влажность уменьшилась до некоторого предела, дальнейшее восходящее передвижение влаги хотя и не прекратилось вовсе, как в опыте с покровным суглинком, но сделалось совершенно ничтожным. На это указывает незначительное расхождение кривых в средней части колонны, относящихся к 20-му и 40-му дням в опыте с аггрегатами и к 20-му и 60-му дням в опыте с распыленным черноземом. Таким образом, и в этом опыте мы находим некоторую переломную величину влажности, при которой способность подвешенной воды к восходящему передвижению при испарении если и не совсем исчезает, то резко уменьшается.

Существенное отличие чернозема от легкого суглинка состоит в том, что интервал между этой переломной величиной и величиной НВ относительно, а в опыте с аггрегатами — и абсолютно, гораздо меньше, чем у легкого суглинка. Для аггрегатов чернозема этот интервал равен примерно 3% весовой влажности, а для распыленного чернозема — около 6%.

от НВ эти величины составляют, соответственно, около 8 и 18%, в то время как для легкого суглинка эта величина достигала 35%. Обращает на себя внимание и влияние аггрегатности, которая сильно уменьшает потерю подвешенной влаги на испарение, что полностью подтверждает взгляды Вильямса на исключительную роль структуры в деле сохранения влаги в почве.

Обратимся теперь к четвертому опыту Абрамовой, поставленному с тяжелым покровным суглинком. Результаты опыта представлены на рис. 59.

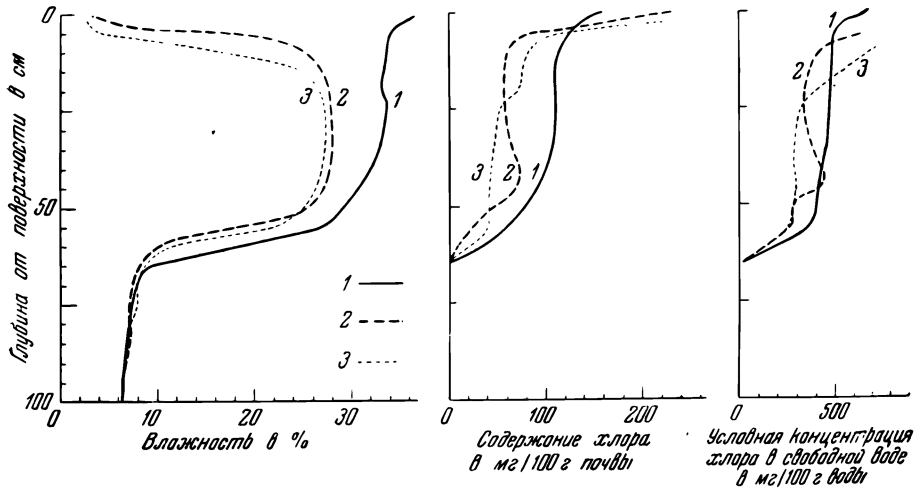


Рис. 58. Изменение распределения подвешенной воды, помеченной ионом хлора, в растертом черноземе в процессе ее испарения (по данным Абрамовой).

1 — исходное состояние; *2* — испарение 20 дней; *3* — испарение 60 дней.

И в этом случае мы наблюдаем восходящее передвижение подвешенной влаги при испарении. Но, в отличие от предшествующих случаев, предельная влажность, при которой восходящее передвижение подвешенной влаги прекращается или, по меньшей мере, резко замедляется, в этом опыте достигнута не была, несмотря на то, что продолжительность опыта была доведена до 100 дней. Некоторое замедление все же наблюдается, о чем свидетельствует тот факт, что расстояние между кривыми, относящимися к 60-му и 100-му дням, меньше, чем между относящимися к 20-му и 60-му дням, но все же расход влаги и ее восходящее передвижение отчетливо продолжаются и после 100-го дня.

Отметим, что опыты Абрамовой приводили к совершенно одинаковым результатам, независимо от того, сопровождались ли они нагревом поверхности почвы или происходили при комнатной температуре.

Какие же общие выводы мы можем сделать из опытов Большакова и Абрамовой?

Из того факта, что подвешенная влага при испарении передвигается в ж и д к о й форме к испаряющей поверхности в пределах в с е й промоченной толщи, вытекает вывод о том, что эта влага обладает свойством с п л о ш н о с т и, т. е. представляет собою сплошь связанное, разветвленное в трех измерениях тело, способное передвигаться, как целое, к поверхности испарения.

Эта сплошность существует не только при влажности, равной НВ, но и при более низкой, однако лишь до определенного предела влажности. Мы видели, что восходящее передвижение почвенной влаги при испарении прекращается или, по крайней мере, резко замедляется при некоторой определенной влажности, характерной для данной почвы. Наиболее вероятной причиной такого резкого замедления является исчезновение сплошности в той части влаги, которая способна к относительно быстрому передвижению, т. е. исчезновение сплошности в свободной влаге, в то время как влага связанная этого свойства сплошности, вероятно, не теряет.

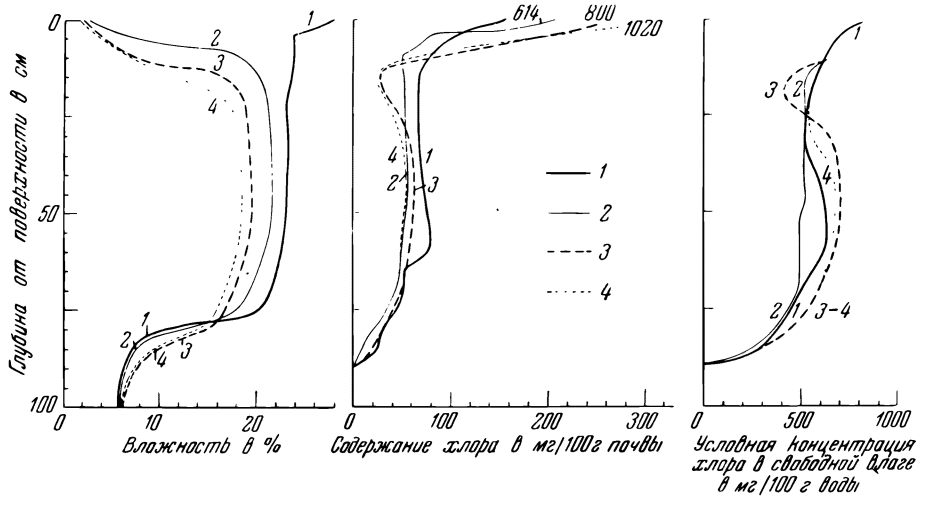


Рис. 59. Изменение распределения подвешенной воды, помеченной ионом хлора, в тяжелом суглинке в процессе ее испарения (по данным Абрамовой).

1 — исходное состояние; *2* — испарение 20 дней; *3* — испарение 60 дней; *4* — испарение 100 дней

Абрамова назвала указанную выше критическую влажность, при которой передвижение подвешенной влаги, вызываемое испарением, резко замедляется,— влажностью разрыва капилляров, желая подчеркнуть этим, что начиная с этой величины влажности в почве не остается систем пор, сплошь заполненных влагой и сплошь, сверху донизу, пронизывающих промоченную часть почвенной толщи.

Эту величину влажности мы будем обозначать символом ВРК. При влажности меньшей, чем ВРК, вода остается, во-первых, в форме манжет вокруг точек стыка почвенных частиц, во-вторых, возможно, заполняет отдельные, не связанные одна с другой поры или изолированные системы пор и, в-третьих, находится в форме пленок на поверхности частиц.

Следует отметить, что влажность разрыва капилляров несколько напоминает «ленто-капиллярную точку», понятие о которой было выдвинуто в 1912 г. Уидсо и Маклафлин (Widtsoe and Mc Laughlin, 1912). Ленто-капиллярной точкой эти исследователи назвали влажность, ниже которой капиллярное передвижение влаги делается очень медленным, в то время как влага сверх этой величины «...свободно передвигается в соответствии с законами капиллярности» (1912, стр. 267). Следует указать, что Уидсо и Маклафлин под названием «капиллярная вода», повидимому, понимают влагу, которую мы называем пленочной. Это видно из следующих их слов (1912, стр. 223): «...капиллярная вода существует в виде сплошной и туго натянутой пленки на поверхности почвенных частиц».

Далее они поясняют, что передвижение этой влаги совершается от более толстых пленок к более тонким. Нетрудно видеть, что такие представления в нашей терминологии отвечают пленочной воде, как ее описывал, например, Лебедев (см. гл. IV). Из этого следует, что ленто-капиллярная точка соответствует по своему смыслу максимальной молекулярной влагоемкости Лебедева. Сопоставляя эту точку с выдвинутым Абрамовой понятием о влажности разрыва капилляров, с феноменологической стороны, мы должны отметить, что ВРК не является переломной точкой в подвижности влаги вообще, а отвечает изменению в подвижности почвенной влаги лишь в той части почвенной толщи, влажность которой уже лежит в интервале между величинами НВ и ВРК. Обеспечить же сколько-нибудь быстрое передвижение влаги в соседний, более сухой слой (с влажностью меньшей, чем величина ВРК) влажность, лежащая в указанных выше пределах, не может. Для этого ее величина должна достичь величины НВ. Ленто-капиллярная же точка, по представлениям Уидсо и Маклафлина, позднее подтвержденным Уидсо (1926, стр. 16 и 42), просто отвечает изменению в подвижности почвенной влаги, рассматриваемой как влага пленочная, без всяких ограничений.

Таким образом, понятие о ВРК, выдвигаемое Абрамовой, более полноценное и лучше отражает природную действительность, чем ленто-капиллярная точка, само определение которой,— так, как оно описано Уидсо и Маклафлин,— является искусственным и надуманным.

Второй вывод, вытекающий из работы Абрамовой, заключается в том, что величина ВРК и, что еще важнее, величина интервала между НВ и ВРК зависят от механического состава и структурного состояния почвы. Мы видели, что бесструктурный суглинок может потерять около 30% общего запаса воды, содержащегося в нем при влажности, равной НВ, или около 50% запаса условно свободной влаги. Распыленный чернозем теряет уже лишь 6% от веса почвы, что составляет лишь 18% от общего запаса влаги и 27% от запаса условно свободной влаги. И, наконец, структурный чернозем теряет всего 3% влаги от веса почвы, что соответствует 8% от общего запаса и 12% от запаса условно свободной влаги. Таким образом, эти данные с полной убедительностью подтверждают известное положение Вильямса о величайшем значении структуры для предотвращения вредных потерь влаги на испарение.

Влажность разрыва капилляров, как мы видим, представляет собою такую влажность, при которой происходит резкое изменение подвижности почвенной влаги. Совершенно естественно ожидать, что эта влажность должна играть какую-то роль в доступности почвенной влаги для растений.

И действительно, как мы увидим в главе VIII, Рыжов (1948) нашел, что на сероземах условия снабжения растений влагой резко ухудшаются начиная с того момента, когда влажность почвы упадет до величины, равной 10—11% от веса почвы. Эта величина значительно превышает влажность завядания, равную примерно 6%, и в то же время как раз равна той предельной величине влажности, которую мы (1947) и Большаков (1950) обнаружили в результате изучения водного режима паровых полей (см. выше рис. 52 и 53) и которая и представляет собою ВРК.

Возвращаясь к началу раздела о подвижности подвешенной влаги, мы можем сделать общий вывод, что если одной из переломных величин влажности почвы, при которой наблюдается резкое изменение в подвижности почвенной влаги, является НВ, то второй такой же величиной является ВРК, которой также соответствует резкое, скачкообразное изменение подвижности почвенной влаги.

Можно поставить вопрос: нет ли какого-либо противоречия между тем фактом, что подвешенная влага не стекает вниз, в сухую часть почвенно-грунтовой толщи, несмотря на наличие соответствующего градиента

влажности на нижней границе промоченной толщи, и тем фактом, что в то же время эта влага способна передвигаться вверх, к испаряющей поверхности?

Мы полагаем, что никакого противоречия между этими двумя фактами не имеется. Передвижение влаги вверх под влиянием испарения совершается в пределах уже промоченной толщи, в силу того, что водное тело является сплошным и влага может передвигаться в пределах этого тела до тех пор, пока сплошность его не исчезнет, к тому участку поверхности этого тела, с которого происходит расход влаги. В то же время подвешенная влага не передвигается вниз, несмотря на наличие градиента под нижней поверхностью водного тела, по той причине, что на этой границе обрывается его сплошность. Достаточно создать расход влаги с этой границы, как сейчас же подвешенная влага начнет передвигаться к ней, что и было показано особыми опытами Абрамовой.

В связи с этим возникает другой вопрос: почему наличие градиента влажности под нижней границей промоченной толщи не вызывает рассасывания влаги вниз, хотя бы за счет капиллярных явлений? На этот вопрос мы ответим несколько ниже.

Нам нужно теперь познакомиться еще с одним существенным свойством подвешенной воды в тонкозернистых почвах и грунтах. Рассматривая вопрос о свойствах этой воды в грунтах среднезернистых (песчаных), мы видели, что возможность создания слоя капиллярно подвешенной воды в этом случае обусловлена исходной сухостью соответствующего материала, каковая и сохраняется в нижних слоях, под промоченной толщей. Если же грунт обладает даже такой невысокой влажностью, как 2—3%, то вся влага, поступающая на его поверхность, немедленно стекает вниз, оставляя в верхних слоях лишь незначительное количество стыковой воды. Из этого, как мы и говорили выше, вытекает тот вывод, что в среднезернистых почвах и грунтах существенную роль в удержании подвешенной влаги играет гистерезис смачивания.

Как же обстоит дело в этом отношении в почвах и грунтах тонкозернистых?

Прямых экспериментальных данных по этому поводу в литературе, повидимому, не имеется. Если же мы обратимся к наблюдениям над водным режимом в природе, то не найдем ни одного указания на то, чтобы при суглинистом или глинистом механическом составе почв и грунтов величина НВ хоть в какой-нибудь мере зависела от первоначальной влажности почвенно-грунтовой толщи. Иными словами, наибольшее количество подвешенной влаги, которое может быть удержано данным слоем почвы или грунта, совершенно не зависит ни от первоначальной влажности этого слоя, ни от первоначальной влажности ниже лежащих слоев, при том единственном условии, что влага является действительно подвешенной, т. е. что какой бы то ни было гидростатический подпор отсутствует.

После того как Абрамовой были выполнены рассмотренные выше опыты и было установлено представление о ВРК, естественно, возник следующий вопрос. Допустим, что подвешенная влага в опытах Абрамовой удерживалась капиллярными силами, т. е. была влагой капиллярно подвешенной, как ее называет в своей работе Абрамова и как ее в то время называл и автор настоящей книги. В таком случае мы должны ожидать, что в интервале влажности от ВРК до НВ эта влага должна быть способна передавать гидравлическое давление. Чтобы проверить справедливость такого предположения, Абрамова, по нашей просьбе, поставила следующий опыт. Из того же легкого суглинка, с которым Абрамова провела большую часть своих опытов и к которому относятся данные рис. 56, была приготовлена колонна с заранее заданной влажностью, равной 14%, т. е. лежавшей примерно посередине между величинами НВ (17,5%) и ВРК (11%). На

верхнюю поверхность колонны было подано 125 мл воды. После 10-дневного стояния при отсутствии испарения в колонне послойно была определена влажность. Результаты опыта представлены на рис. 60.

Если бы влага, содержавшаяся в колонне при влажности, равной 14%, была способна передавать гидравлическое давление, то появление над поверхностью почвенной колонны слоя свободной воды должно было бы вызвать нисходящее передвижение влаги во всей промоченной части колонны, что, в свою очередь, должно было бы отозваться повышением влажности во всей колонне и в особенности в ее нижнем конце, где влага должна была бы накопиться. Между тем, как видно из рисунка, повышение влажности охватило лишь верхние 60 см. Ниже влажность осталась равной 14,5%, т. е. исходной величине. Вся прибавленная влага (125 мл) израсходовалась на доведение влажности самой верхней части колонны до величины НВ и на создание слоя с переходной влажностью.

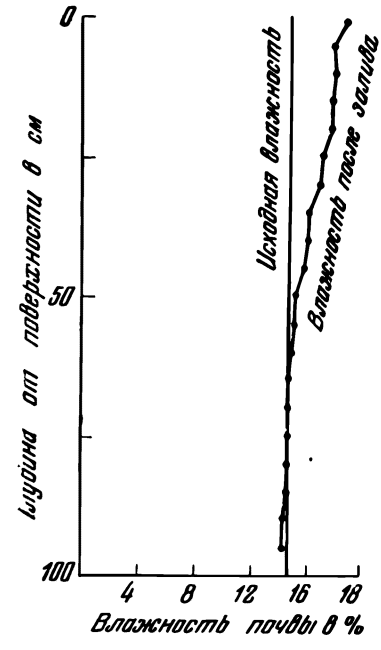


Рис. 60. Ход промачивания колонны легкого суглинка, предварительно увлажненного до величины ВРК (по данным Абрамовой).

Таким образом, из этого опыта мы видим, что почвенная влага в интервале влажности между ВРК и НВ передавать гидравлическое давление не может.

Перейдем теперь к последнему вопросу, касающемуся поведения подвешенной влаги в тонкозернистых почвах и грунтах. Этот вопрос заключается в установлении размера почвенных пор, в которых может удерживаться и удерживается влага наименьшей влагоемкости.

Прежде всего к этому вопросу можно попытаться подойти, исходя из формулы Жюрена. Мы знаем, что величина НВ почвенно-грунтовой толщи не зависит от того, имеет место или нет смыкание подвешенной воды с капиллярной каймой, т. е. с влагой подпертой. Из этого мы можем сделать тот вывод, что капиллярный подъем заканчивается на границе перехода влаги подпертой во влагу подвешенную. Следовательно, влага подвешенная должна содержаться в таких порах, в которых собственно капиллярные явления, т. е. явления, в основе которых лежит разность поверхностных давлений, уже исчезают.

Мы указывали выше, что максимальная высота капиллярного подъема в природе в лессовидных грунтах обычно не превышает 300 см, хотя по наблюдениям Качинского и некоторым другим данным она может достигать 600—800 см. Применив формулу Жюрена

$$H = \frac{0{,}30}{d}$$

и подставив вместо H — 300 или 800 см, найдем диаметр пор, отвечающий этим предельным высотам капиллярного подъема. Он будет равен 0,0010 см в первом случае и 0,0004 см во втором, т. е., соответственно, 10 и 4 μ.

Расчет можно сделать и иначе, поставив своей задачей найти тот размер частиц, из которых должны состоять почва или грунт, для того чтобы дать такие же высоты капиллярного подъема, при условии раздельночастичности (т. е. отсутствия аггрегатов) и монодисперсности. Такая постановка

вопроса является, конечно, совершенно отвлеченной, так как в природе тонкозернистые грунты никогда почти не бывают монодисперсными и раздельночастичными. Воспользуемся для решения данной задачи преобразованной формулой Жюрена.

Эта формула для «идеальной» почвы при гексагональной упаковке имеет такой вид[1]:

$DH = 1{,}04$ — при капиллярном подъеме в сухой колонне и $DII = 1{,}93$ — при капиллярном подъеме в смоченной колонне. D — диаметр частиц.

Подставляя в эту формулу $H = 300$ см для первого случая (сухая колонна) и $H = 800$ см для второго случая (смоченная колонна), находим D равным соответственно 0,003 и 0,0025 см, т. е. 30 и 25 μ.

Таким образом, по этим, весьма грубым и условным расчетам получается, что наибольший поперечник пор, в которых может содержаться подвешенная влага в тонкозернистых почвах и грунтах, варьирует в пределах 5—10 μ, причем подобные поры, при условии монодисперсности почвы или грунта, отвечают частичкам, имеющим диаметр 25—30 μ.

Повторяем еще раз, что расчет этот является очень условным и имеет своей целью выяснение лишь приблизительного высшего предела искомых величин. Истинные величины, вероятно, меньше найденных.

Чрезвычайно интересную попытку экспериментального решения данного вопроса мы находим у Франсессона (1947). Им были выделены три фракции частиц:

Мелкий песок . . .	0,25—0,05 мм
Крупная пыль . .	0,05—0,01 »
Средняя пыль . .	0,01—0,005 »

С этими тремя фракциями Франсессон провел две серии опытов.

Опыты первой серии заключались в следующем. Частицы указанных размеров насыпались слоем толщиною в 5 см в стеклянные трубки, обернутые снизу марлей. Частицы по возможности плотно утрушивались и смачивались снизу — капиллярно — водой, которая затем слегка отсасывалась путем кратковременного помещения трубки на сухую гипсовую пластинку для того, чтобы пыль приобрела некоторую связность. Затем на верхнюю поверхность слоя пыли или песка помещали слой воздушносухих аггрегатов из изучаемого образца почвы или отдельные глыбки почвы. Нижние концы трубок приводились в соприкосновение с водой, и аггрегаты или глыбки капиллярно насыщались водой. Насыщение длилось 2—3 дня. После этого трубки ставили нижними концами на гипсовую пластинку, высушенную в термостате, для отсасывания влаги. Аггрегаты или глыбки защищали от потери влаги на испарение. Отсасывание производилось до тех пор, пока не происходило удаления капиллярной воды, наполняющей промежутки между частицами в трубках, что определялось по изменению цвета пыли или песка.

Тот момент, когда наступало полное осветление слоя пыли или песка, Франсессон считал концом отсасывания. По его мнению, в этот момент заканчивалось отсасывание гипсом влаги из всех капилляров почвы, размер которых был крупнее размера капилляров, которыми характеризовалась данная фракция пыли или песка. По окончании отсасывания определялась остаточная влажность в аггрегатах или глыбах.

Проделав такие опыты с мощным суглинистым черноземом, Франсессон сопоставил остаточную влажность с величиной НВ того же чернозема, определенной в полевых условиях. Результат получился следующий:

[1] См. ниже, стр. 314.

	Остаточная влажность в %	
	в пахотном горизонте	в подпахотном горизонте
Отсасывание через:		
мелкий песок (0,25—0,05 мм) . . .	35,1	36,5
крупную пыль (0,05—0,01 мм) . .	26,8	28,0
среднюю пыль (0,01—0,005 мм) . .	24,6	25,6

Величина НВ для этих двух горизонтов равнялась: для пахотного горизонта 27,0—27,2%, а для подпахотного 27,5%.

Таким образом, величина НВ оказалась равной остаточной влажности после отсасывания влаги через крупную пыль.

Подобные определения были сделаны Францессоном для целого ряда почв. Результаты приводятся в табл. 89.

Таблица 89

Влажность почвы после отсасывания влаги через крупную пыль и наименьшая влагоемкость тех же почв

(по данным Францессона, 1947)

Наименование почвы	Горизонт	Влажность после отсасывания через крупную пыль в %	Наименьшая влагоемкость в %
Мощный чернозем, легкий пылевато-суглинистый	A_1	24,5	24,4
Мощный чернозем, средний пылевато-суглинистый	Пах.	27,5	27,1
То же	A_1	28,3	27,5
То же	B	24,6	24,9
Слабосолонцеватый чернозем глинистый . .	Пах.	31,8	32,9—35,3
То же	B	26,2	25,5
Обыкновенный чернозем глинистый	Пах.	38,4	37,4
То же	A_1	38,0	38,8
То же	B	25,7	29,5
Тяжелый покровный суглинок	BC	23,4	23,3

Из того факта, что во всех почти случаях величина НВ оказалась равной остаточной влажности после отсасывания влаги через крупную пыль, Францессон делает вывод о том, что влага, содержащаяся в почве при влажности, равной НВ, находится в почве в капиллярах, диаметр которых меньше диаметра капилляров, образующихся в слое крупной пыли. Капилляры же более крупные при этой влажности остаются порожними.

Определение величины капиллярного сосания при помощи капиллярриметра — примерно так же, как это делал Пури в цитировавшейся выше работе,— дало следующие величины:

Для крупной пыли 0,21—0,25 атм., т. е. 210—250 см водяного столба
Для средней пыли 0,70 атм., т. е. 700 см водяного столба

Другие определения дали для крупной пыли несколько более высокую величину капиллярного сосания, хотя все же очень близкую — 0,30—0,33 атм., т. е. 300—330 см водяного столба.

В итоге Франсессон делает вывод, что капиллярное давление у черноземов при влажности, соответствующей НВ, равно 0,25—0,33 атм. Эта величина оказывается весьма близко соответствующей предельной высоте капиллярного подъема в мелкозернистых почвах и грунтах (см. табл. 108) которой пользовались мы для нашего расчета (см. стр. 251—252).

Вторая серия опытов Франсессона заключалась в изучении процесса передвижения подвешенной воды. Методика опытов заключалась в следующем. Песок или пылеватые фракции помещали в стеклянные трубки, которые имели отверстие посередине. В это отверстие при горизонтальном положении трубки вводили некоторое количество воды, которая, смачивая песок или пыль, располагалась в трубке слоем той или иной толщины. Приводя после этого трубки в вертикальное положение, Франсессон наблюдал за передвижением этой подвешенной воды. Опыты дали следующие результаты. В первом опыте в трубку был помещен сухой песок. Слой подвешенной воды имел мощность в 10 см. После приведения трубки в вертикальное положение подвешенная влага в течение многих дней оставалась совершенно неподвижной. Отсутствовало как стекание вниз, так и рассасывание вверх. С увеличением мощности смоченного слоя наблюдалось постепенное стекание воды вниз. Капиллярного поднятия вверх не происходило. Таким образом, результаты данного опыта всецело совпадают с результатами опытов Васильева и Иванова, с тем, однако, еще существенным дополнением, что опыт Франсессона показал отсутствие и капиллярного передвижения подвешенной влаги вверх. В другом опыте трубки наполнялись влажным песком, причем избыток воды отсасывался при помощи насоса. Если после этого в средней части трубки создавался хотя бы 10-сантиметровый слой подвешенной влаги, то после приведения трубки в вертикальное положение эта влага быстро стекала вниз. Этим подтвердился тот факт, что в удержании подвешенной влаги в песке существенную роль играет гистерезис смачивания: во влажном песке подвешенная влага удержаться не может.

Подобные же опыты были поставлены с сухой крупной пылью.

В этом случае передвижение подвешенной воды происходило и вверх и вниз — как при мощности слоя подвешенной воды в 10 см, так и при мощности в 62—64 см. Однако передвижение воды вниз всегда резко (в 7—10 раз) преобладало над передвижением ее вверх. С течением времени передвижение и нижней и верхней границ смоченного слоя замедлялось, причем передвижение верхней границы затухало гораздо быстрее, чем нижней. К большому сожалению, в опытах Франсессона отсутствовало определение конечного распределения влажности в трубках. Имеется лишь указание на то, что в зоне рассасывания у крупной пыли влажность варьировала в пределах 5,6—6,0%, а у средней пыли в пределах 10,0—12,4%.

Такие же опыты со средней пылью дали иные результаты. Франсессон прежде всего отмечает, что средняя пыль вела себя совершенно иначе уже при наполнении ею трубок. Пыль крупная при наполнении трубки быстро утрушивалась и ложилась ровным, плотным и однородным слоем. Между тем столбик средней пыли, насыпанной в трубку, при постукивании ведет себя, как пружина, сокращаясь и расширяясь в объеме. Если его оставить в покое, то он медленно оседает и сокращается в объеме. Франсессон с полным основанием объясняет эти явления тем, что поры между частицами средней пыли настолько тонки, что оказывают уже существенное сопротивление воздуху, выходящему из трубки. Вследствие этого образуется воздушная подушка, сжимающаяся и расширяющаяся при постукивании трубкой, что заставляет расширяться и сжиматься и столбик пыли.

При создании слоя подвешенной воды в трубке с сухой средней пылью эта вода, после приведения трубки в вертикальное положение, начинала передвигаться и вверх и вниз, причем скорость передвижения нижней границы вниз лишь незначительно — на 7—10% — превышала скорость передвижения верхней границы вверх.

Аналогичный опыт был поставлен со средней пылью, но предварительно слегка увлажненной. Оказалось, что и в этом случае подвешенная влага передвигалась одновременно и вверх и вниз, причем скорость передвижения обеих границ, и нижней и верхней, была почти одинакова — нижняя граница передвигалась на 1—2% быстрее верхней.

Франсессон в результате рассмотрения полученных им данных подчеркивает прежде всего различие между песком и пылеватыми фракциями, заключающееся в том, что в песке слой подвешенной воды может длительно удерживаться в практически неподвижном состоянии, в то время как в колоннах из пыли эта вода сразу начинает рассасываться. Причину этого различия Франсессон видит в форме зерен — более или менее округлой у песка и угловатой, с шероховатой поверхностью у частиц крупной и средней пыли. Подобная шероховатость создает возможность образования пристенных капилляров, по которым и происходит передвижение подвешенной воды из слоя, где она заполняет капилляры целиком.

Для интересующего нас вопроса из опытов Франсессона прежде всего вытекает тот вывод, что поведение подвешенной воды резко меняется при переходе от крупной пыли к средней, т. е. в пределах размера частиц от 0,05 до 0,01 мм. Этот предел, как видим, оказался тем же, который был вычислен нами выше из предельных величин высоты капиллярного подъема, где мы установили его равным 0,05—0,010 мм. При переходе через этот предел подвешенная влага теряет способность стекать вниз под влиянием силы тяжести и приобретает способность удерживаться в толще слоя, состоящего из соответствующих частиц, занимая при этом не всю порозность, а лишь некоторую ее часть. Иными словами, влага при этом начинает себя вести так же, как в почвах и грунтах тонкозернистых.

Подведем краткие итоги всему тому, что мы узнали о свойствах подвешенной воды в тонкозернистых почвах и грунтах.

1. Тонкозернистые почвы и грунты способны удерживать в себе некоторое количество влаги в подвешенном состоянии.

2. Эта влага удерживается в квази-неподвижном состоянии.

3. Наибольшее количество подвешенной влаги, которое может удерживаться почвой или грунтом, называется наименьшей влагоемкостью (НВ). Вся влага, поступившая в почву сверх этой величины, стекает в нижележащие слои почвенной грунтовой толщи.

4. Степень заполнения скважности почвы при влажности, равной НВ, варьирует от 40 до 100%, в громадном большинстве случаев составляя 55—75%.

5. Подвешенная влага в пределах влажности от НВ до некоторой предельной величины, называемой влажностью разрыва капилляров (ВРК), обладает свойством сплошности.

6. Подвешенная влага не способна передавать гидростатическое давление.

7. Подвешенная влага в интервале влажности от НВ до ВРК при испарении способна передвигаться в жидкой форме в любом направлении к испаряющей поверхности.

8. Величина НВ зависит от механического состава и плотности сложения почвы, возрастая с утяжелением первого и уменьшением второй.

9. Величина НВ данного слоя почвенно-грунтовой толщи не зависит от первоначальной влажности как этого слоя, так и подстилающих его слоев.

10. Величина НВ не зависит от того, достигла ли нижняя граница промачивания верхней границы капиллярной каймы грунтовых вод или нет.

11. Если почва обладает структурой, то наименьшая влагоемкость агрегатов разного размера одинакова.

12. Верхняя граница размера частиц тонкозернистых грунтов лежит между 0,05 и 0,01 мм.

5. ПРИРОДА НАИМЕНЬШЕЙ ВЛАГОЕМКОСТИ В ОДНОРОДНЫХ ТОНКОЗЕРНИСТЫХ ПОЧВАХ И ГРУНТАХ

Теперь мы можем перейти к следующему вопросу — о природе явления наименьшей влагоемкости в тонкозернистых почвах и грунтах, т. е. к вопросу о природе сил, удерживающих подвешенную влагу в этой группе почв и грунтов и создающих присущую им водоудерживающую способность.

Коссович, выдвинувший представление о наименьшей влагоемкости, считал, что влага при влажности, равной этой величине, удерживается в той форме, которую мы теперь называем стыковой. Это следует из его рисунка (см. рис. 43), к которому относятся следующие слова Коссовича: «В только что рассмотренном случае мы имеем схематическое представление размещения воды в очень высокой однородной почвенной колонне, смоченной водой сверху, после того как последняя пришла в равновесие». Коссович считал, что «...влага почвы, соответствующая ее наименьшей влагоемкости, не способна передвигаться в почве в капельно-жидком состоянии» (1904, стр. 15).

Рассмотренные выше опыты Летунова с сотрудниками, наблюдения Большакова и опыты Абрамовой показали, что эти представления Коссовича применительно к тонкозернистым почвам и грунтам не вполне отвечают действительности. Влага при влажности, равной НВ, обладает способностью передвигаться к месту испарения и, следовательно, обладает свойством сплошности, а не представляет собой совокупности «оторванных капель», как это думал Коссович. В форме таких оторванных капель, т. е. в форме стыковой воды, влага может содержаться лишь в крупно- и среднезернистых почвах и грунтах.

Не вполне ясна точка зрения Лебедева на интересующий нас сейчас вопрос. С одной стороны, он пишет: «...очевидно, что наименьшая влагоемкость Коссовича есть то же самое, что наша максимальная молекулярная влагоемкость» (1936, стр. 285). Это положение Лебедева логически вытекает из его представления о максимальной молекулярной влагоемкости почвы как о таком пределе влажности, всякий избыток воды сверх которого «...не может быть удержан почвой и такая вода должна падать вниз, подчиняясь силе тяжести» (1936, стр. 79).

С другой стороны, он говорит в другом месте о почвах юга: «...з д е с ь п о ч в е н н ы е в о д ы к а к б ы в и с я т[1], удерживаемые в верхних слоях почвы силами сцепления и поверхностного натяжения водяных пленок, другими словами,— создаются условия, аналогичные распределению воды в вертикально стоящем к а п и л л я р е[2]» (1936, стр. 243).

Несколько ниже, говоря о южных почвах, Лебедев допускает, что их поверхностные слои могут иметь «...бóльшую влажность, чем это соответствует максимальной молекулярной влагоемкости данной почвы» (1936, стр. 244).

Еще ниже Лебедев цитирует свою работу 1912 г., в которой говорится, что «...в условиях нашего юга, где имеется так называемый мертвый го-

[1] Разрядка автора.

[2] Разрядка наша.— *А. Р.*

ризонт, вода верхних горизонтов почвы также в и с и т[1] в капиллярах...» (1936, стр. 248).

Касаясь вопроса о полевой влагоемкости, Лебедев говорит, что «по условиям образования полевую (т. е. наименьшую.— *А. Р.*) влагоемкость можно принять за максимальную молекулярную влагоемкость». Однако ниже он поясняет, что благодаря слоистости почвенной толщи полевая влагоемкость должна быть несколько больше ММВ.

Таким образом, представления Лебедева по этому вопросу не вполне четки. Но все же, исходя из его общей концепции и интерпретации опытов с высокими колоннами, следует считать, что наименьшая влагоемкость в почвах с однородным профилем должна соответствовать величине ММВ. Иными словами, вся влага при этой влажности является пленочной (т. е. связанной) и удерживается сорбционными силами.

Другие исследователи уделяли мало внимания вопросу о природе подвешенной воды. Так, Качинский (1934, стр. 10), называя эту влагу капиллярно подвешенной, разъясняет, что «...одной из слагающих данной величины будет и гравитационная вода, замкнутая, однако, капиллярными перешейками. В полном смысле слова мы будем иметь капиллярную подвешенную воду, когда насыщается водою почва с укрупняющимся книзу механическим составом». Таким образом, сущность явления удержания подвешенной влаги при однородном механическом составе остается у Качинского нерассмотренной.

Наиболее подробно вопрос о природе наименьшей влагоемкости разбирается Долговым. Впервые он его касался еще в 1937 г., а затем более полно и подробно излагает свои взгляды по этому поводу в своей последней книге (1948а).

В основу своих взглядов Долгов положил уже знакомую нам концепцию Верлюи, который, как известно, предлагает различать в почве три главных состояния влаги: капиллярное, фуникулярное (буквально — канатное, веревочное) и пендулярное (буквально — висячее). Пендулярное состояние соответствует тому, что мы понимаем под названием «стыковое». Это — вполне ясное понятие, и на нем мы останавливаться не будем.

Если стыковые скопления влаги, увеличиваясь, начнут соприкасаться одно с другим, то такое состояние Верлюи называет фуникулярным. И, наконец, при дальнейшем увеличении объема фуникулярных нитей наступает уже такое состояние, когда поры целиком заполняются водой. Этот момент соответствует наступлению капиллярного состояния.

Такова в кратком изложении концепция Верлюи, которая, как можно видеть, полностью игнорирует сорбционные явления. Эта концепция представляется нам весьма механистичной.

Долгов, привлекая эту концепцию, полагает, что «...высший предел влажности, при котором почвенная влага находится в четочном (т. е. фуникулярном.— *А. Р.*) состоянии и который тем самым разделяет два состояния капиллярной почвенной влаги — собственно капиллярное и четочное — друг от друга, соответствует наименьшей влагоемкости почвы или ее полевой влагоемкости при отсутствии подпора со стороны грунтовых вод» (1948, стр. 151).

Несколько выше Долгов поясняет, что под фуникулярным, или четочным, состоянием почвенной влаги он понимает «...такое ее распределение, при котором она заполняет отдельные капиллярные промежутки и образует скопления в местах стыка почвенных частиц. Эти скопления воды оказываются соединенными между собой только в точках соприкосновения отдельных микрокапиллярных скоплений воды, в тех местах, в

[1] Разрядка наша.— *А. Р.*

которых они соприкасаются своими краями, кромками...» (1948а, стр. 150—151). Еще ранее Долгов поясняет, что при фуникулярном состоянии вода «...может передавать от капли к капле, от узла к узлу гидростатическое давление и также двигаться в капельно-жидком состоянии» (1948а, стр. 41).

Нас такое представление о состоянии почвенной влаги при влажности, равной НВ, совершенно не удовлетворяет, ибо оно, по нашему мнению, противоречит наблюдаемым фактам.

Прежде всего мы должны указать на то, что в тонкозернистой почве в процессе ее увлажнения сверху, как это имеет место в природе и как это имело место в опытах Долгова с насыпными колоннами, влага, поступающая в почву, не может оказаться в фуникулярном состоянии. Подавляющая часть почвенных пор (при структурной почве — внутриаггрегатных пор) в тонкозернистых почвах имеет поперечник, измеряемый сотыми и тысячными долями миллиметра и во всяком случае не превышающий 0,1 мм. Между тем минимальный поперечник дождевых капель никогда не бывает менее 0,1 мм, т. е. дождевые капли по своим размерам значительно превышают поперечники подавляющего большинства «почвенных капилляров». Следовательно, дождевая капля, падая на поверхность почвы и попадая на отверстие любого из таких «капилляров», обеспечивает с п л о ш н о е его заполнение или даже сплошное заполнение сразу нескольких «капилляров». Таким образом, внутренний просвет почвенных пор заполняется сразу н а ц е л о, и дальнейшее продвижение воды совершается уже чисто капиллярным путем, т. е. так, что водная нить, образовавшаяся из капли и заполняющая собою сплошь просвет соответствующих пор, продвигается вниз, имея на своих концах ограничивающие ее мениски.

Поэтому в тонкозернистых почвах и грунтах в процессе увлажнения их жидкой водой сверху не может возникать ни пендулярного, ни фуникулярного состояния влаги. Влага, которая при обильном, интенсивном своем поступлении в почву может вначале заполнить поры и пустоты всех размеров, по прошествии некоторого времени рассосется по более тонким «капиллярам», которые, однако, тоже будут заполнены сплошь.

Не можем мы согласиться с представлениями Долгова еще и по другим соображениям. Из приведенных выше цитат мы видели, что при фуникулярном состоянии, по мнению Долгова, вода может передавать гидростатическое давление.

Во-первых, выше, на основании рассмотрения опыта Абрамовой, мы показали, что гидростатического давления подвешенная влага не передает. Во-первых, если мы примем точку зрения Долгова, то сейчас же встает вопрос: раз эта влага способна передавать гидростатическое давление, хотя бы только «от капли к капле», и раз подвешенная влага заполняет не всю скважность, а лишь часть ее, то почему же эта влага под влиянием гидростатического давления, создаваемого ее собственным весом, не стекает вниз — хотя бы в пределах той толщи, которая имеет влажность, равную НВ, т. е. из верхних слоев этой толщи в нижние? Какие силы удерживают влагу от этого стекания, несмотря на то, что мощность такой толщи в природе может достигать многих метров, и несмотря на то, что эта толща уже увлажнена, вследствие чего гистерезис смачивания не может служить препятствием для стекания воды?

Долгов ответа на эти вопросы не дает. Он лишь указывает на то, что (1948а, стр. 42 и 152) при фуникулярном состоянии капиллярное давление передается с большими потерями вследствие наличия тонких водных перешейков. Однако это обстоятельство могло бы быть причиной значительного снижения скорости стекания фуникулярной влаги, но отнюдь не полного его прекращения. Вместе с тем из опытов Абрамовой и наблюдений Большакова мы знаем, что из почвы, влажность которой равна НВ, до одной трети содержащейся в ней влаги может израсходоваться на испарение,

причем восходящее передвижение совершается довольно быстро и охватывает весь промоченный слой. Следовательно, в этом случае скорость передвижения подвешенной влаги при влажностях более низких, чем НВ, хотя и не велика, но и не столь уже мала, несмотря на то, что влага движется против силы тяжести. Кстати сказать, Абрамова показала особыми опытами, еще не опубликованными, что подвешенная влага может передвигаться к испаряющей поверхности в любом направлении — восходящем, нисходящем или горизонтальном.

Таким образом, ссылка Долгова на малую скорость передвижения подвешенной влаги также не отвечает известным нам фактам. В итоге его взгляд на подвешенную влагу как на влагу, находящуюся в фуникулярном состоянии, оказывается не обоснованным фактическими данными.

Против гипотезы о фуникулярном состоянии подвешенной влаги при влажности, равной НВ, решительно возражает и Франсессон (1947). Он указывает на то, что при этой влажности «...часть более крупных капилляров будет свободна от воды, и в них вода может находиться в фуникулярном состоянии, и в то же время другие, более тонкие, поры будут полностью заполнены водой, и последняя в них, следовательно, будет находиться в капиллярном состоянии.... Поэтому возможную роль фуникулярного состояния, как фактора передвижения воды в этих условиях, можно понимать лишь таким образом, что в почве имеются очаги скоплений капиллярной воды, например в комочках, которые соединяются между собой только пристенными струйками фуникулярной воды (в контактах между комочками)... Хотя следует признать все же мало вероятным представление о том, что в точках контакта между аггрегатами последние не соединяются друг с другом посредством тонких капилляров, а только водными пленками».

К этим представлениям Франсессона можно вполне присоединиться, если иметь в виду почву с хорошо выраженной макроструктурой, как, например, чернозем. Что же касается почв или грунтов, обладающих лишь микроструктурой, то к ним эти представления неприложимы.

В результате критического рассмотрения гипотезы о фуникулярном состоянии влаги при влажности, равной НВ, Франсессон приходит к выводу, что удержание воды в капиллярах происходит благодаря весьма малому поперечнику этих капилляров: «Сила трения внутри капилляра при движении воды настолько возрастает, что передвижение воды в нем под влиянием силы тяжести станет чрезвычайно медленным и практически невозможным». В итоге Франсессон говорит что «...не фуникулярное состояние воды само по себе является решающим фактором формирования полевой (наименьшей) влагоемкости черноземов, а размеры пор, в которых находится вода, в сочетании с поверхностями раздела, создаваемыми в черноземных почвах их аггрегатным состоянием, так как вне этих условий роль фуникулярного состояния воды как фактора водоудерживающей способности в черноземных почвах не может осуществляться».

Таким образом, по мнению Франсессона, решающим моментом в создании НВ является большая величина трения воды в малых капиллярах, которая и делает невозможным стекание воды вниз под влиянием силы тяжести и служит причиной квази-равновесного состояния почвенной влаги.

Не возражая против того, что грение может иметь известное значение в создании НВ, мы должны, однако, указать на то, что, как мы видели выше, подвешенная влага способна передвигаться при испарении вверх, и при этом с заметной скоростью. Очевидно, что если бы все дело заключалось в большом трении, то влага не имела бы возможности передвигаться не только вниз, но и вверх. И если мы передвижение вверх наблюдаем, то это значит, что трение, во всяком случае, не является главной причиной удержания влаги, т. е. не является главным фактором создания НВ.

Таким образом, фуникулярная гипотеза и в ее чистом, так сказать, виде и с поправками, касающимися влияния большой величины трения в тонких порах, не может считаться удовлетворительно объясняющей всю сумму фактов, характеризующих собой явление НВ в тонкозернистых почвах и грунтах.

Возникает вопрос: нельзя ли считать подвешенную влагу и в этом случае влагой капиллярно подвешенной, как ее и называют применительно к данному случаю большинство исследователей, в том числе в прежних своих работах и автор настоящей книги? Другими словами, нельзя ли считать, что и в этом случае она удерживается таким же образом, как это имеет место в средне-зернистых почвах и грунтах?

Ответ на этот вопрос в его общей форме может быть дан только один — отрицательный.

Необходимыми отличительными чертами капиллярно подвешенной влаги, как мы видели, является, во-первых, сплошность заполнения всей скважности, а во-вторых,— и это самое главное — существование определенного предела для толщины слоя подвешенной воды. Предел этот наступает в тот момент, когда гидростатическое давление, развиваемое подвешенным водным телом, делается равным наибольшей возможной величине разности поверхностных давлений нижней и верхней менисковых поверхностей.

Следовательно, в почвах и грунтах среднезернистых влага в любом элементарном слое промоченной толщи удерживается силами, присущими не этому слою, а менисковым поверхностям, ограничивающим водное тело, а значит, и промоченную толщу, сверху и снизу. Наложение элементарных слоев друг на друга в этом случае имеет резко выраженный и небольшой (по суммарной мощности) предел, превышение которого, как мы знаем, вызывает стекание почти всей влаги в нижележащие слои.

В почвах и грунтах тонкозернистых мы не наблюдаем сплошного заполнения пор и не находим подобного предела. Последнее обстоятельство, на наш взгляд, говорит категорически против того, что и в этом случае подвешенная влага удерживается разностью поверхностных давлений. Поэтому считать эту влагу капиллярно подвешенной было бы неправильно.

Если мы вспомним описанный выше опыт Абрамовой с промачиванием почвенной колонны, уже имеющей влажность, превышающую ВРК, то нам станет ясно, что НВ тонкозернистых почв и грунтов, или, иначе говоря, их способность удерживать в себе подвешенную влагу, присуща каждому элементарному слою этой почвы. Иными словами, удержание подвешенной воды в данном элементарном слое осуществляется силами и явлениями, возникающими в этом самом слое. Наложение любого числа таких слоев с влажностью, не превышающей НВ, друг на друга, вплоть до создания многометровой толщи, не меняет их влажности и не вызывает передвижения влаги вниз.

Это положение, а именно, что в тонкозернистых почвах и грунтах удержание подвешенной влаги в любом элементарном слое осуществляется силами и явлениями, порождаемыми самим этим слоем, возвращает нас, как будто, к представлениям Лебедева. Лебедев, как мы говорили выше, считал, что в этих случаях влага удерживается в форме пленок вокруг почвенных частиц силами, исходящими от этих последних.

Против такого представления решительно возражает Долгов, обосновывая свои возражения экспериментальными данными. Опыты его заключались в следующем (1943). В нескольких образцах различных почв он определил, по методу Думанского, количества связанной воды при различных осмотических давлениях сахарного раствора. Далее, в тех же образцах он определил содержание воды при различных «давлениях иссушения» (см. ниже). Иссушение при этом достигалось либо путем центрифуги-

рования, либо путем помещения навесок почвы в замкнутые пространства с определенной относительной влажностью воздуха.

Составив на основании этих последних данных кривые зависимости между влажностью почвы и давлением иссушения, Долгов при помощи этих кривых, путем графической интерполяции, нашел величины влажности, соответствующие тем давлениям иссушения, которые были равны применявшимся им в первой серии определений осмотическим давлениям. Затем он сопоставил, с одной стороны, величины содержания связанной воды, отвечающие данным осмотическим давлениям, а с другой — величины содержания воды, удерживаемые почвой при таких же давлениях иссушения. Результаты представлены в табл. 90.

Таблица 90

Сопоставление количеств связанной и удерживаемой почвой воды при различных давлениях иссушения

(по данным Долгова, 1943)

	Пылеватый суглинок		Лесс		Черновем		Темнокаштановая почва		Серозем		Серозем	
Давление иссушения или осмотическое, атмосфер	4,3	6,3	4,3	6,3	4,3	6,3	4,3	6,3	4,3	6,3	4,3	6,3
Удержано почвой воды в % . . .	7,0	6,4	10,6	10,0	30,4	29,4	20,9	19,2	13,4	12,0	17,2	16,0
В том числе связанной воды в %	3,0	1,6	6,0	4,3	11,9	11,1	7,8	6,7	4,3	3,9	5,4	4,6
Капиллярной воды по разности в %	4,0	4,8	4,4	5,7	18,5	18,3	13,1	12,5	9,1	8,1	11,8	11,4

Сопоставление данных табл. 90 показывает, что во всех случаях содержание связанной воды оказалось значительно меньшим, чем общее количество воды, удерживаемой почвой при том или ином давлении иссушения. Долгов считает, что количество воды, равное разности между первой и второй величинами, удерживается капиллярными силами.

По поводу этих данных и выводов Долгова можно сделать следующие замечания. Во-первых, сопоставление сделано им для таких величин давлений, которые в почвах обычно не наблюдаются. Гидростатическое давление подвешенной воды (если бы она была способна его передавать!) не может превышать 0,1 n атмосферы, где n мощность промоченной толщи в метрах. Осмотические давления почвенных растворов в незасоленных почвах не превышают обычно 1—2 атм.

Во-вторых, приводимые Долговым величины содержания связанной воды являются, как мы уже указывали выше, минимальными, основанными на том предположении, что между связанной и свободной водой имеется резкая граница, по одну сторону от которой концентрация сахара равна нулю, а по другую — некоторой постоянной величине. Если такое представление может считаться достаточно близким к действительности по отношению к воде прочно связанной, то по отношению к воде рыхло связанной оно, повидимому, неверно. Концентрация сахара, вероятно, возрастает постепенно, по мере перехода от внутренних слоев рыхло связанной воды

к внешним слоям. Поэтому общее содержание связанной воды должно быть больше, чем оно получилось у Долгова, а содержание «капиллярной» воды — соответственно меньше.

При всем этом, однако, мы не имеем оснований отрицать полностью выводы Долгова и Францессона (1947) о том, что при влажности, равной НВ, некоторая часть влаги может оставаться вне прямого влияния сорбционных сил. Из этого вытекает, что представления Лебедева непосредственно, в их чистом, так сказать, виде, к объяснению механизма удержания влаги в интересующем нас случае приложены быть не могут. Как же следует представлять себе сущность явления удержания влаги почвой в этом случае?

Отвечая на этот вопрос, мы должны считаться прежде всего с наличием или отсутствием у почвы макроструктуры. Рассмотрим сначала тот случай, когда почва или грунт обладают лишь микроструктурой.

Исходя из всех перечисленных выше свойств и признаков, присущих подвешенной воде в тонкозернистых почвах и грунтах, мы полагаем, что удержание влаги, обладающей этими свойствами, при отсутствии макроструктуры можно объяснять следующим образом.

Тот факт, что удержание подвешенной влаги в тонкозернистых почвах и грунтах обусловлено явлениями и силами, присущими тому элементарному слою, в котором удерживается влага, свидетельствует о том, что решающую роль в этом удержании играют все же сорбционные силы. Но эти силы могут непосредственно действовать и не на всю массу удерживаемой воды. Они могут создавать «пробки» из связанной воды в суженных участках почвенных пор, в то время как в расширенных участках последних может оставаться свободная вода. Это явление схематически можно себе представить так, как это изображено на рис. 61. Просвет между тремя или четырьмя шарообразными частицами (вид сверху) настолько мал, что он целиком заполняется рыхло связанной водой. В то же время в пространстве между восемью, скажем (при кубической упаковке частиц), частицами может находиться свободная вода. Напомним, что в то время как радиус шара, вписанного между четырьмя шарами, центры которых лежат в одной плоскости, равен 0,42 R, радиус шара, вписанного между восемью шарами, центры которых лежат в углах куба, равен 0,73 R, т. е. значительно больше. Следовательно, если суженный участок с поперечником, равным 0,84 R, будет целиком заполнен связанной водой, то пора с диаметром, равным 1,46 R, в своей центральной части может содержать и свободную воду.

Пользуясь в качестве модели Жаменовским капилляром, мы можем описанное удержание влаги представить себе так, как это изображено на рис. 62. В этом случае каждая «пленочная пробка» удерживает от стекания вниз, т. е. против силы тяжести, лишь то количество свободной воды, которое находится в ближайшем вышележащем расширении капилляра, т. е. в ближайшей вышерасположенной поре. Не трудно подсчитать величину давления, вызываемого таким изолированным скоплением свободной воды. В качестве модели возьмем «идеальную почву» в кубической упаковке (рис. 61). Площадь поперечного сечения просвета между четырьмя шарами равна

$$q = 4R^2 - \pi R^2 \approx R^2.$$

Высота расширенной части поры между восемью шарами, заполненной свободной водой, во всяком случае не превышает $2R$. Следовательно, давление на площадь отверстия равно весу объема воды с высотой, равной $2R$, и основанием, равным q. Объем такого тела равен

$$W = q \cdot 2R \approx 2R^3.$$

Его вес равен $2R^3$ г, а давление P на 1 см² в динах равно:

$$P = \frac{2R^3}{R^2} 981 \approx 2.981 \cdot R \text{ дин/см}^2.$$

Для частиц с $R = 0{,}01$ мм $= 0{,}001$ см имеем:

$$P \approx 2.981 \cdot 0{,}001 \approx 2 \text{ дин/см}^2.$$

Величина, как видим, получается совершенно ничтожная, значительно меньшая, чем те силы, которыми удерживается даже рыхло связанная влага.

Влага же, содержащаяся в почве при влажности, равной НВ, удерживается силами значительно бо́льшими. В главе IV мы указывали на то, что, по определениям Лебедева и Бауковой (1930), ММВ южнорусских лессовых и лессовидных грунтов оказалась равной 22—23%. Оказывается, что эта величина является в то же время и величиной HL этих лессовых и лессовидных грунтов, как это не трудно видеть из табл. 91. Таким образом, подвешенная влага,

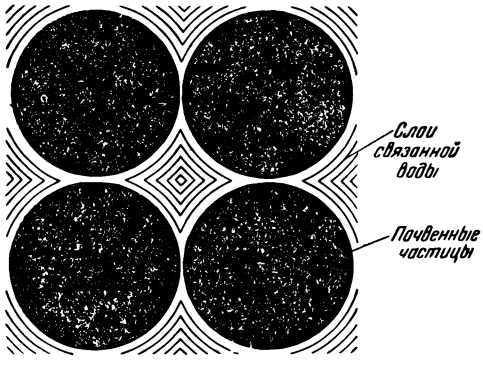


Рис. 61. Схематическое изображение слоев связанной воды, сплошь заполняющих поровое пространство.

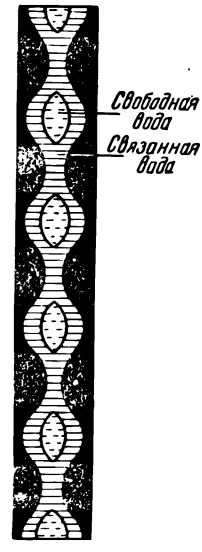


Рис. 62. Скопления свободной, сорбционно замкнутой воды, отделенные друг от друга пробками связанной воды.

которая возникает в этих грунтах в процессе свободного просачивания (вспомним, что эта же величина 22% была получена Лебедевым и в 3-метровой колонне лесса!), удерживается в них весьма значительными силами, ибо определение ММВ происходит, как мы знаем, в поле центробежной силы, в 18 000 раз превышающей силу земного тяготения.

Таким образом, с энергетической стороны против предлагаемых нами представлений о механизме удержания подвешенной влаги в тонкозернистых грунтах никаких возражений, как будто, не встречается.

Влагу, удерживаемую указанным выше путем, можно называть в целом влагой пленочно подвешенной. Она состоит из влаги связанной и разобщенных скоплений свободной влаги, которую в этом случае можно назвать влагой сорбционно замкнутой. Наименьшую влагоемкость в этом случае будем обозначать $НВ_{пп}$.

Из сказанного делается понятным и отсутствие капиллярного рассасывания подвешенной влаги на ее нижней границе, несмотря на наличие

Таблица 91

Наименьшая влагоемкость лессовидных наносов (на глубине 100—300 см) юга и юго-востока европейской части СССР

Географический пункт	Величина наименьшей влагоемкости	Способ определения, автор
Центральный черноземный заповедник Курской области	22—23	Прямое экспериментальное определение. А. Ф. Большаков (1950)
Краснодар	21—23	Из определения влажности. С. И. Тюремнов (1923)
Велико-Анадоль	22—23	Из определения влажности на опушках и полянах. Г. Н. Высоцкий (1902)
Тростянец Сумской области . .	22—23	Из определения влажности Кр.-Тростянской лесной опытной станции (1935)
Каменная степь	21—23	Из определения влажности на черных парах. Н. П. Адамов (1904)
Полтавская губ., хут. Балясное	22—23	Прямое экспериментальное определение. А. А. Измаильский (1894)
Московская обл., Подушкинское лесничество	21—23	Прямое экспериментальное определение. И. С. Васильев
Московск. обл., Истринский лесхоз	21—23	Прямое экспериментальное определение. И. Ф. Созыкин (1939)

Примечание. Данные Г. Н. Высоцкого и А. А. Измаильского в подлинниках приведены в процентах от веса сырой почвы. Пересчет в проценты от веса сухой сделан нами. — *А. Р.*

на этой границе значительного градиента влажности. Нижняя поверхность водного тела, заключенного в почвенной толще, в этом случае состоит из пленочных пробок, а не из менисков. Пленочные пробки могут передвигаться вниз под влиянием градиента влажности, но это передвижение совершается чрезвычайно медленно — от частицы к частице, вследствие чего пленочно подвешенная влага и оказывается находящейся в квазиравновесном состоянии.

Перейдем теперь к вопросу о том, каков механизм восходящего передвижения пленочно подвешенной влаги при испарении. Ответить на этот вопрос можно лишь предположительно.

Представляется вероятным, что указанное передвижение осуществляется преимущественно за счет сорбционных сил. В испаряющем слое толщина пленок вследствие испарения уменьшается, и влага начинает передвигаться так, как это было описано Лебедевым, т. е. от частиц с более толстыми пленками к частицам с более тонкими пленками. Так как при влажности, равной НВ, в составе пленочной влаги большую роль играет рыхло связанная вода, а кроме того, в форме микроскоплений в порах имеется и свободная вода, за счет которой могут питаться утончающиеся пленки, то передвижение вначале совершается с довольно значительной скоростью. Доказательство этому мы видим в первом опыте Абрамовой (рис. 56). За первые 2 суток путем испарения теряется влаги почти столько же, сколько за остальные 8 дней. При этом подача влаги к поверхности

почвы, с которой и происходит испарение, совершается настолько быстро, что успевает компенсировать расход влаги на испарение. По наблюдениям Абрамовой в начале опыта, в течение 2—3 суток поверхность почвенной колонны сохраняет присущий влажной почве темный цвет. Поверхностный слой при этом сохраняет влажность, не опускающуюся, во всяком случае, ниже влажности разрыва капилляров, в силу чего испарение и происходит именно с поверхности почвы. В дальнейшем, по мере уменьшения запаса свободной и наиболее рыхло связанной влаги, остающаяся влага оказывается связанной уже более прочно. Восходящее передвижение влаги вследствие этого замедляется. Подача влаги к поверхности делается медленнее и уже более не компенсирует расхода на испарение. В верхней части почвенной толщи начинает образовываться сухой слой, с влажностью значительно более низкой, нежели влажность разрыва капилляров, что внешне выражается в сильном осветлении поверхности почвы. Передвижение влаги в жидкой форме через такой слой невозможно. В первом опыте Абрамовой такое положение вещей отчетливо прослеживается уже начиная с 5-го дня, а возникает оно, очевидно, между 2-м и 5-м днями. О его возникновении мы можем судить на основании появления почти горизонтального, резко загнутого влево, участка на кривой распределения влаги (рис. 56, левая часть, 5-й день).

Вследствие того, что передвижение жидкой влаги через этот сухой слой невозможно, испаряющая поверхность перестает совпадать с дневной поверхностью почвенной толщи и опускается в глубь — до той глубины, на которой влажность не меньше величины ВРК, т. е. в опыте Абрамовой не менее 11%. И действительно, на рис. 56 мы видим, что перегиб кривых распределения влажности для 5, 10 и 20-го дней отвечает влажности, равной как раз 11%. После того как влажность во всей промоченной толще упадет до величины ВРК, восходящее передвижение влаги, как мы уже знаем, почти прекращается и в дальнейшем продолжается лишь медленное нарастание мощности сухого слоя.

Как можно представить себе состояние влаги при ВРК? Прямых данных, которые позволили бы с должной обоснованностью ответить на этот вопрос, у нас нет. Несомненно, что при этой влажности сохраняется целиком вся стыковая влага. Несомненно также, что вместе с тем вся или почти вся остающаяся влага находится под действием сорбционных сил, т. е. является в той или иной мере связанной. Возможно, впрочем, что наряду с этим сохраняются также изолированные скопления свободной воды в порах или даже в целых системах пор, т. е. в обрывках почвенных капилляров, хотя общее количество такой свободной влаги, вероятно, весьма невелико и подавляющая часть свободной влаги в процессе уменьшения влажности от НВ до ВРК исчезает.

Изложенное выше представление о механизме удержания и передвижения пленочно подвешенной влаги относится к тому случаю, когда в почве сосуществуют и связанная и свободная вода. Это имеет место, повидимому, в большинстве почв и грунтов суглинистого состава, обладающих лишь микроструктурой, в частности — в широко распространенных породах лессового и лессовидного характера и развитых на них почвах. С переходом к породам и почвам более тяжелого механического состава — глинистым — роль связанной воды, вообще говоря, возрастает, а роль свободной уменьшается. То же самое имеет место и в суглинистых почвах и породах при потере ими структуры (в том числе — и микроструктуры). При этом свободная вода может исчезнуть совсем и вся порозность окажется заполненной исключительно связанной водой. Это имеет место, между прочим, при растирании почвенного теста с водой. В природе таким состоянием влаги характеризуются водонепроницаемые глины и суглинки, на что указывал еще Лебедев (1936, стр. 291), а позднее — Качинский (1945).

Представляется весьма вероятным, что потеря микроструктуры имеет место при оглеении суглинистых и глинистых грунтов, в силу чего и исчезает присущая этим грунтам в неоглеенном состоянии двоякая — межагрегатная и внутриагрегатная порозность и они начинают характеризоваться весьма низкой порозностью, приближающейся к минимальной возможной порозности при гексагональной упаковке частиц в «идеальной почве». Естественно, что при этом уменьшается и размер пор, в связи с чем относительное содержание связанной воды значительно возрастает, иногда вплоть до полного заполнения ею всей порозности. В этих случаях всю влагу, содержащуюся в почве, мы с полным правом можем называть связанной или пленочной. Величина НВ в этом случае будет равна величине ПВ. Передвижение такой влаги при испарении совершается, по-видимому, примерно так же, как и рассмотренное выше передвижение пленочно подвешенной влаги. Однако в данном случае свободная влага отсутствует вовсе. Поэтому передвижение влаги, которое и в этом случае совершается в пленочной форме, происходит, возможно, медленнее, а кроме того, сопровождается заметной усадкой глины или суглинка.

Так как в этом случае вся влага относится к одной категории — связанной, то в изменении скорости ее передвижения, по мере уменьшения влажности, каких-либо скачков не наблюдается. Именно этот случай и иллюстрируется четвертым из разобранных нами опытов Абрамовой (рис. 59). Образование сухого слоя в верхней части почвенной толщи наблюдается и в этом опыте. Среднее уменьшение влажности почвы в средней части почвенной колонны составило примерно:

в течение первых 20 дней . . .	0,06%	в день
» » вторых 20 » . . .	0,05%	» »
» » третьих 20 » . . .	0,03%	» »

Таким образом, по нашему предположению, в тонкозернистых почвах и грунтах, лишенных макроструктуры и обладающих лишь микроструктурой, при влажности, равной НВ, влага в конечном итоге удерживается главным образом или даже исключительно сорбционными силами, хотя непосредственное действие этих сил распространяется не на всю влагу, содержащуюся в почве. При разрушении же и микроструктуры вся влага при влажности, равной НВ, переходит в категорию связанной.

Рассмотрим теперь механизм удержания влаги в тонкозернистых почвах или грунтах при наличии в них макроструктуры.

Несомненно, что и при этом условии все те явления, которые мы только что рассматривали, также имеют место, и сорбционные силы в удержании влаги при влажности, равной НВ, принимают не меньшее участие. Однако в этом случае в удержании влаги должны принимать участие и капиллярные силы, что определяется наличием макроструктуры. Отдельные более или менее крупные аггрегаты, состоящие, как мы видели в главе I, из аггрегатов более мелких, пронизаны как крупными, так и мелкими порами. Если в мелких порах вода может удерживаться так, как это было описано только что выше, то в порах более крупных мы с полным правом можем ожидать удержания влаги и чисто капиллярным путем, т. е. таким образом, что крупные поры и четки пор могут быть заполнены водой, которая удерживается от стекания разностью поверхностных давлений нижних и верхних менисков. Тот факт, что в более или менее мощном слое такая влага не стекает, объясняется тем, что длина таких водных нитей или столбиков в пределах каждого аггрегата очень невелика — настолько невелика, что гидравлическое давление, развиваемое такими столбиками, не превыша-

ет разности поверхностных давлений нижнего и верхнего менисков. Вместе с тем, вследствие крупного размера аггрегатов, слияние между собой столбиков, находящихся в соседних аггрегатах, крайне затруднено, оно может происходить лишь между очень немногими столбиками. Из этих сливающихся столбиков вода может и стечь, но в какой-то части столбиков, которые не имеют возможности соприкоснуться, вода удерживается от стекания в силу их разобщенности. Эта разобщенность, на значение которой для сохранения в почве влаги указывает Вильямс, подтверждается многими фактами. В качестве примера можно привести разбиравшийся выше опыт Абрамовой с испарением подвешенной влаги из аггрегатов чернозема. Мы видели, что потеря воды из такой почвы совершенно ничтожна. Это и указывает на разобщенность скоплений воды в отдельных аггрегатах, препятствующую ее поднятию в толще структурной почвы.

Таким образом, по нашим представлениям, в тонкозернистых почвах, обладающих хорошо выраженной макроструктурой, кроме влаги связанной и пленочно подвешенной, может содержаться некоторое количество влаги и капиллярно подвешенной, находящейся в форме изолированных скоплений в отдельных аггрегатах.

Та часть влаги, которая находится в форме капиллярно подвешенной, сравнительно легко может быть удалена из почвы. Этим и объясняется тот факт, что между величинами НВ и ММВ в черноземных почвах мы находим обычно большую разницу. Так, по данным Долгова, в условиях лабораторного опыта величины НВ (в насыпных колоннах) и ММВ для черноземных почв равнялись:

	ММВ в %	НВ в %
Мощный чернозем	22,4	36,3
Чернозем, гор. A_1	24,7	34,6
То же, гор. B_1	24,3	32,0
Чернозем	28,7	40,7

По данным Францессона (1939), величины НВ (в естественном залегании) и ММВ в среднесуглинистом мощном черноземе находились в следующем соотношении:

Глубина взятия образца в см	НВ в %	ММВ в %
0—10	33,5	25,1
10—20	33,2	24,4
20—30	33,2	25,1
30—40	29,6	22,1
40—50	29,7	22,1
50—60	31,1	23,1
60—70	30,8	25,2
70—80	29,6	25,2
80—90	30,5	24,0
90—100	28,7	22,7

В то же время, как мы видели выше, для лессов и лессовидных пород, т. е. для объектов, лишенных макроструктуры и обладающих лишь микроструктурой, величины НВ и ММВ обычно совпадают.

В связи с этим следует рассмотреть результаты интересных опытов Францессона (1947). Этот исследователь относится отрицательно к мысли о том, что удержание влаги в тонкозернистых почвах и грунтах обязано своим происхождением действию сорбционных сил. Его возражения против такой мысли основываются на следующих экспериментальных данных.

Установив, что влага в черноземной почве удерживается с силой, отвечающей сосущей силе крупной пыли, Францессон задался вопросом о водопроницаемости пылеватых фракций. Насытив среднюю пыль различными катионами, Францессон поставил опыты по фильтрованию воды через 5 см колонки такой пыли. При давлении водного столба, равном 5 см, в сутки профильтровались следующие количества воды:

Средняя пыль, насыщенная:	Na . . .	18	мм водного	слоя
	H . . .	28	» »	»
	Ca . . .	39	» »	»
	Al . . .	46	» »	»

В аналогичном опыте с тонкой пылью (0,005—0,001 мм), насыщенной кальцием, за 24 дня, при давлении, равном 5 см водного столба, профильтровался слой воды в 45 мм. Из этих опытов Францессон делает вывод, что капилляры средней пыли при насыщении любым катионом и капилляры тонкой пыли при насыщении ее кальцием водопроницаемы и их просвет не находится полностью в сфере водных пленок, удерживаемых их стенками.

Эти данные весьма убедительны. Они свидетельствуют о том, что в черноземных почвах, с которыми работал Францессон, некоторая часть воды при влажности, равной НВ, удерживается, несомненно, капиллярными силами. Эта часть влаги остается в глыбах черноземной почвы после отсасывания воды через крупную пыль, как это мы видели выше. Однако это нисколько не противоречит тому факту, что наряду с этим часть влаги в черноземах содержится в форме пленочно подвешенной. Эта влага не извлекается из черноземов, даже при приложении к ней той огромной центробежной силы, которую развивает центрифуга Лебедева. Разность между величинами НВ и ММВ в этом случае может, видимо, служить некоторой придержкой для суждения о том, какая часть влаги в черноземах при влажности, равной НВ, содержится в капиллярно подвешенной форме.

Подводя итоги всему сказанному выше о природе НВ в тонкозернистых почвах и грунтах, мы видим, что главную роль в этом явлении играют сорбционные силы. Доля воды, удерживаемая этими силами непосредственно, зависит от механического состава почвы и степени ее аггрегированности. Чем тяжелее первый и чем хуже выражена микроструктура, тем большая доля воды удерживается сорбционными силами непосредственно. С появлением макроструктуры в удержании влаги начинают принимать участие и капиллярные силы, однако доля пленочно подвешенной воды, как правило, и в этих случаях превышает долю капиллярно подвешенной.

Таким образом, из этого раздела настоящей главы и из предшествующих мы видим, что удержание подвешенной воды в почвенно-грунтовых толщах, даже однородных по своему гранулометрическому составу, может иметь в своей основе различные явления, причина которых зависит от гранулометрического состава и аггрегатного состояния. Тем самым между почвами и грунтами различного гранулометрического состава и различного аггрегатного состояния устанавливаются качественные различия.

6. ПОДВЕШЕННАЯ ВЛАГА В НЕОДНОРОДНЫХ (СЛОИСТЫХ) ПОЧВЕННО-ГРУНТОВЫХ ТОЛЩАХ

Все сказанное выше о подвешенной влаге относится к тому общему и наиболее часто встречающемуся в природе случаю, когда эта влага накапливается в верхних слоях достаточно мощной и однородной по своему механическому составу почвенно-грунтовой толщи.

Теперь нам предстоит рассмотреть два других случая: первый, когда подвешенная влага накапливается в нижних слоях грунтовой толщи, на границе раздела грунт — воздух, и второй случай, когда подвешенная влага накапливается в неоднородной по механическому составу толще, — именно тот случай, когда мелкозернистый грунт подстилается грунтом более крупнозернистым и подвешенная влага накапливается в нижней части толщи первого грунта, над границей его раздела с грунтом крупнозернистым.

Первый из этих случаев наблюдается в природе сравнительно редко — лишь при наличии в грунте трещин, идущих более или менее горизонтально, над различными более или менее крупными пустотами в грунте и т. д. Чаще этот случай может встречаться при наличии тех или иных инженерных сооружений в грунтах: дренажных труб, туннелей и т. д.

Второй из этих случаев в природе распространен довольно широко.

Для ознакомления с этими двумя случаями образования подвешенной влаги мы воспользуемся классическими исследованиями Лебедева, который изучил этот вопрос особенно подробно и обстоятельно (Лебедев, 1936).

В табл. 92 мы приводим результаты двух опытов Лебедева.

Опыты были поставлены следующим образом. В железные трубки, разбиравшиеся на отрезки по 10 см длиною каждый, загрузили песок. Нижние концы трубок были обвязаны марлей. После этого сверху в трубки налили воду. По мере просачивания воды в песок ее доливали вновь, до тех пор, пока не началось вытекание воды из нижнего конца трубки. После этого часть трубок (*А*, *Б*, *В*, *Г*, *Д* и *И*), немедленно после того как освободилась от воды верхняя поверхность песка, была разобрана и в отдельных 10-сантиметровых отрезках песчаных колонн была определена влажность. Другая серия трубок ($А_1$, $Б_1$, $В_1$, $Г_1$, $Д_1$, *Е*, *Ж* и *З*) была оставлена до того момента, когда из их нижних концов полностью прекратилось вытекание воды. После этого и эти трубки были разобраны и в них также определена влажность.

Обсуждая результаты опытов, Лебедев отмечает прежде всего тот факт, что влажность песка в коротких колоннах — *А*, $А_1$, *Б* и $Б_1$, оказывается одинаковой. Об этом говорит и то обстоятельство, что в тот момент, когда верхняя поверхность песка освобождается от воды, прекращается ее вытекание и из нижнего конца трубки. В трубках же более высоких стекание воды после указанного только что момента продолжается, вследствие чего и образуется верхняя зона с низкой и почти постоянной сверху вниз влажностью. В итоге в ы с о к и е песчаные колонны в отношении величин влажности могут быть подразделены на три зоны. В самой нижней из них, в приведенных опытах Лебедева имеющей мощность около 20 см или несколько более, наблюдается наиболее высокая и постоянная по профилю влажность, в данном случае достигающая 14—15%. Над ней располагается переходная зона с убывающей кверху влажностью, которая имеет мощность 10—15 см. И наконец, еще выше располагается третья зона с низкой влажностью — в среднем в данном опыте около 2,5—3,0%; в пределах этой зоны влажность остается почти постоянной. Незначительное уменьшение влажности этой зоны по направлению вверх Лебедев объясняет не вполне равномерным уплотнением песка.

Рассматривая вопрос о природе сил, удерживающих влагу в этих зонах, Лебедев утверждает, что в нижней зоне влага удерживается чисто капиллярными силами, т. е. разностью поверхностных давлений верхних и нижних менисков, так, как это изображено у нас на рис. 13. Он говорит, что именно поверхность раздела грунт—воздух и создает условия, «... в силу которых внизу капилляров грунта формируется подвешенная вода».

Далее Лебедев обращает внимание на то, что влажность нижней зоны не вполне одинакова в колоннах коротких и длинных. В коротких колоннах она достигает 22—23%, в то время как в высоких колоннах влажность нижней зоны равняется 14—15%. К этому указанию Лебедева добавим от себя, что величина 22—23% равна, повидимому, полной водовместимости песка — эту величину мы находим и в работе Иванова (табл. 71), и в опытах Васильева (табл. 72 и 73), и в ряде других работ, в которых объектом изучения были пески.

Таблица 92

Распределение влаги в песчаных колоннах

(по данным Лебедева, 1936, стр. 126—128, табл. 66 и 67)

Высота слоя песка над низким концом колонны в см	Влажность песка в % от веса сухого песка в трубках:													
	А	$А_1$	*Б*	$Б_1$	*В*	$В_1$	*Г*	$Г_1$	*Д*	$Д_1$	*Е*	*Ж*	*З*	*И*
300													2,0	
290													2,2	
280													2,3	
270													2,5	
260													2,3	
250													2,6	
240													2,6	
230													2,6	
220													2,5	
210													2,4	
200												2,4	2,6	24,1
190												2,4	3,0	20,9
180												2,3	2,8	21,3
170												2,3	2,9	21,6
160												2,7	3,0	21,7
150												2,2	2,7	20,9
140												2,4	3,0	20,4
130												2,9	2,9	20,2
120												2,4	2,5	21,0
110												2,8	3,3	21,9
100											2,1	3,4	3,1	23,1
90											2,4	3,6	4,3	23,3
80											2,3	3,8	3,8	23,0
70											2,2	3,4	3,3	23,1
60											2,5	4,1	3,5	23,6
50									21,2	2,2	2,2	3,1	3,4	23,2
40							22,2	3,4	22,8	3,4	3,1	3,4	3,9	24,1
30					22,5	9,5	20,2	7,2	21,7	6,8	5,1	7,7	6,7	24,3
20			22,4	22,1	22,1	19,3	21,9	16,0	22,3	14,1	13,2	14,9	14,8	24,7
10	23,1	22,3	21,8	21,4	21,9	21,5	22,6	16,9	22,9	14,8	16,9	16,7	15,5	25,4
1—0	21,2	21,4	22,4	22,3	22,1	20,4	23,2	16,3	23,1	15,3	16,6	15,0	14,3	24,5

Примечания.

1. Трубки *А*, *Б*, *В*, *Г*, *Д*, *И* — влажность определена немедленно после того, как верхняя поверхность песка освободилась от воды. В трубках $А_1$, $Б_1$, $В_1$, $Г_1$, $Д_1$, *Е*, *Ж*, *З* — влажность определена после того, как полностью прекратилось стекание воды из нижнего конца трубки.

2. Величины влажности округлены до десятых долей нами.— *А. Р.*

И это явление — соответствие влажности нижней зоны песчаных колонн их полной водовместимости — вполне понятно, так как естественно, что в нижней части этих колонн все капилляры настолько узки, что они все и должны быть заполнены водой. Поэтому тот факт, что в высоких колоннах влажность нижней зоны оказывается значительно более низкой, нам представляется трудно объяснимым. Сам Лебедев сначала не придает ему значения, говоря (стр. 127), что «...как мощность, так и влажность нижнего, более влажного слоя, н е з а в и с я т о т в ы с о т ы п е с ч а н о й к о л о н н ы вообще». Однако несколько ниже, на стр. 134, он снова возвращается к этому вопросу и говорит: «Значительно труднее понять вторую особенность влажного слоя в ы с о к и х песчаных колонн, а именно, что влажность их никогда не достигает влажности, соответствующей п о л н о й в л а г о е м к о с т и данной породы, как это видно уже из сравнения опытов 47 и 48 (трубки *А* и *Б*) с опытами 49, 52 и 53, где влажность в коротких трубках достигает 20—23%, тогда как в длинных она колеблется от 14 до 16%. Вероятнее всего, это явление обусловливается тем, что в длинных трубках развивается полное гидростатическое давление, причем верхние части тонких капилляров (переходная зона), передавая свое давление на крупные капилляры нижней, насыщенной водой зоны, выдавливают из них больше воды, чем ее содержится в верхней дополнительной части (переходной зоне) тонких капилляров».

Такое объяснение, может быть, и отвечает действительности. Но оно вынуждает поставить вопрос о справедливости другого вывода Лебедева. Им был поставлен опыт, в котором в одном случае избыточная влага из песчаной колонны свободно вытекала в воздух, т. е. так, как это имело место в уже описанных выше опытах, а в другом случае нижний конец предварительно промоченной колонны был опущен в воду. В обоих случаях после установления равновесия было определено послойное распределение влажности. Результаты опыта приведены в табл. 93.

Из этого опыта и из аналогичных ему других опытов Лебедев делает вывод, что поскольку распределение влажности и мощность нижней зоны в обоих случаях — как при стекании в воздух, так и при поднятии — одинаковы, то должно быть одинаковым и поверхностное давление. А так как при капиллярном подъеме (т. е. когда конец трубки опущен в сосуд с водой) капиллярное давление создается плоской свободной поверхностью воды, то, следовательно, и давление, создаваемое водной пленкой на границе раздела грунт — воздух, тоже должно быть равно давлению свободной плоской поверхности воды, т. е. величине P_0 в уравнении Лапласа.

Такой вывод, мы не можем признать правильным. В только что рассмотренном опыте бросается в глаза тот факт, что в случае капиллярного подъема влажность нижней зоны песчаных колонн значительно ниже величины полной водовместимости. В случае крупнозернистого песка эти величины соответственно равны 15 — 16% и 20 — 22% (см. табл. 92 и 93). Спрашивается: почему же в опыте, где вода свободно вытекала в воздух, в коротких колоннах (табл. 92) имело место сплошное заполнение всех пор, а при капиллярном подъеме этого не наблюдалось? Такое расхождение, повидимому, имеет своей причиной одну методическую ошибку. Эта ошибка заключается в том, что перед тем как определять влажность в песчаных колоннах при капиллярном подъеме, Лебедев разобщал их с внешним сосудом, в который были погружены нижние концы трубок. В момент вынимания нижнего конца трубки из воды образуется, хотя бы на одно мгновение, водяная перемычка между нижним концом трубки и поверхностью воды в сосуде. Боковая поверхность этой перемычки, естественно, приобретает вогнутую форму (рис. 63). Следова-

Таблица 93

Результаты опыта Лебедева (1936, стр. 134) по сравнению распределения влаги в песчаных колоннах при свободном стекании в воздух и при капиллярном подъеме

Высота взятия образца в см	Влажность песка в % от веса сухого песка			
	Песок крупнозернистый		Песок мелкозернистый	
	при стекании в воздух	при капиллярном подъеме	при стекании в воздух	при капиллярном подъеме
100	1,9	1,8	2,6	2,7
90	2,1	1,9	2,7	2,4
80	2,0	2,0	2,7	2,7
70	2,1	2,1	2,8	2,8
60	2,5	1,9	3,6	3,0
50	2,2	2,1	5,3	3,6
40	2,2	2,4	10,2	7,6
30	6,0	3,4	16,7	11,2
20	13,7	11,8	17,8	13,5
10	15,7	16,4	17,4	16,2
0—1	15,3	16,1	19,1	19,4
В воде	—	19,3	—	22,0

Примечание. Величины влажности округлены до десятых долей процента нами. — *А. Р.*

тельно, нормальное поверхностное давление, существовавшее под плоской поверхностью воды в сосуде, заменяется более низким поверхностным давлением под вогнутой поверхностью перемычки. Вследствие этого равновесное распределение влаги нарушается, и часть влаги, содержавшейся в нижних слоях песчаной колонны, успевает вытечь, так как достаточно большой размер пор обеспечивает и достаточно быстрое вытекание. Поэтому при такой технике постановки опыта мы не получаем истинного равновесного распределения влаги в колонне при капиллярном подъеме, а находим пониженные величины.

Тот факт, что и при стекании в воздух из высоких колонн мы находим эти же пониженные величины, свидетельствует о том, что давление, поддерживающее воду в равновесном состоянии при этом отнюдь не равно нормальному поверхностному давлению, свойственному плоской поверхности воды, а заметно ниже его. Из этого следует, что нижняя поверхность водного тела, создающегося в нижней части высокой песчаной колонны, образована не плоскими менисками, а вогнутыми, поверхностное давление которых ниже, чем поверхностное давление плоских, т. е. эта нижняя поверхность имеет вид, изображенный на рис. 13,*а*. Такое положение вполне естественно, так как мениски будут устойчивыми лишь в том случае, когда они находятся в относительно суженных участках пор. Если же вследствие повышения гидростатического давления эти мениски будут сдвинуты книзу, то это вызовет, вследствие смоченности поверхности частиц, образование капель на тех участках поверхностей частиц, которые обращены вниз, и последующее стекание избытка воды, вызвавшего повышение гидростатического давления, из песчаной колонны.

Опыты, аналогичные только что описанным, были поставлены Лебедевым и с тонкочастичным материалом — лессом. Эти опыты полностью под-

тверждают все те выводы, которые Лебедев сделал на основании опытов с песчаными колоннами, и мы их особо комментировать не будем.

Данные табл. 93 иллюстрируют еще одно явление, о котором мы говорили, когда рассматривали общую теорию капиллярных явлений. Сопоставляя между собой величины влажности в нижней зоне колонны, мы видим, что при стекании и мощность нижней части колонны с повышенной влажностью, и влажность в ее пределах заметно выше, чем при капиллярном подъеме. Особенно резко это заметно в колонне с мелкозернистым песком; относящиеся к ней данные мы изобразили для большей наглядности на рис. 64. Разбирая распределение воды в четочных капиллярах (рис. 14), мы указывали, что в четочных капиллярах могут иметь место два случая равновесного распределения влаги в зависимости от того, откуда поступает влага в капилляр — сверху или снизу. В первом случае в четочном капилляре образуется более высокий столбик воды, нежели во втором. То же самое явление

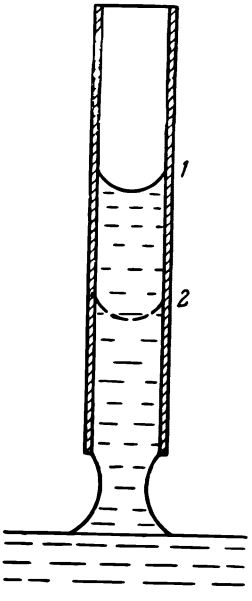


Рис. 63. Понижение верхней границы капиллярной каймы при вынимании нижнего конца колонны из сосуда с водой.

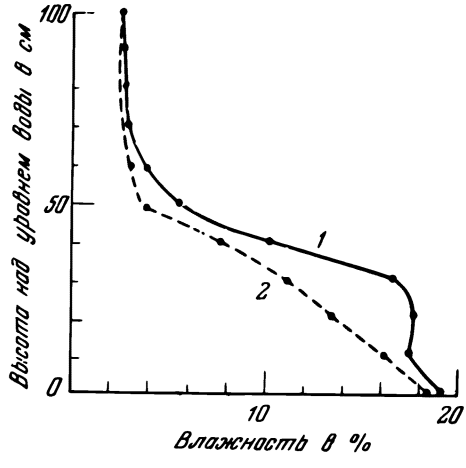


Рис. 64. Распределение воды в песчаной колонне при стекании и при капиллярном подъеме (по Лебедеву).

1 — стекание; *2* — подъем.

мы наблюдаем и в песчаных колоннах Лебедева (рис. 64): при проникновении влаги в систему почвенных пор сверху в песке создается более мощный слой капиллярно подвешенной воды, чем при капиллярном подъеме снизу. Это явление— недостижение водой наивысшего возможного положения при поступлении ее в четочный капилляр снизу — носит название капиллярного гистерезиса.

Подводя итоги всему сказанному, мы видим, что при свободном стекании воды из нижних концов соответствующих колонн создается слой с относительно высокой влажностью, постепенно уменьшающейся кверху, в котором значительная часть влаги, как это убедительно показано Лебедевым, удерживается чисто капиллярными силами. Поэтому эта влага в полной мере заслуживает наименования капиллярно подвешенной. Область ее содержания распространяется как на нижнюю зону с высокой влажностью, так и на переходную зону с уменьшающейся кверху влажностью. Так, в опыте, данные которого приведены в табл. 93, верхняя граница переходной зоны в мелкозернистом песке лежит на высоте около 50—60 см, а в крупнозернистом песке — на высоте около 30—40 см.

Что же касается верхней зоны с постоянной влажностью, то, как мы уже знаем, Лебедев считал (1936, стр. 129), что эта влажность соответствует максимальному смачиванию песка, т. е. представляет собой воду связанную. Мы видели также, что такой взгляд является ошибочным и что значительная часть влаги и в этой зоне удерживается капиллярными силами в форме стыковой воды.

Существенное свойство влаги, находящейся в верхних частях высоких песчаных колонн, заключается в ее неспособности передавать гидравлическое давление. Это было доказано Лебедевым путем следующих опытов. Приливая влагу на верхнюю поверхность песка в короткой колонне (табл. 92, A_1) после того как вся избыточная влага из нее стекла, Лебедев наблюдал немедленное после начала приливания стекание воды из нижнего конца колонны. При медленном, по каплям, приливании можно было наблюдать, как прилитая сверху капля немедленно вызывала стекание капли снизу (1936, стр. 139 и сл.). Из этого Лебедев с полным основанием делает вывод о том, что в данном случае влага, содержавшаяся в колонне, обладала способностью передавать гидравлическое давление, так как только таким путем можно объяснить немедленность стекания.

Производя такие же опыты с высокими колоннами, Лебедев наблюдал иное явление. Так, например, в опыте 57 (1936, стр. 141) была взята двухметровая колонна песка, промоченная сверху избытком воды. После полного прекращения стекания воды на верхнюю поверхность колонны было снова прилито 50 см³ воды. Стекание из нижнего конца колонны в этом случае началось только через 17 часов. Бо́льшая часть прилитой воды стекла в течение 3 суток, но полностью стекание прекратилось лишь через 9 суток, причем вся прилитая вода стекла количественно.

Чтобы выяснить механизм стекания в этом случае, Лебедев прибег к остроумному методу. Опыты ставились так же, как только что описанный, но вместо чистой воды на верхнюю поверхность колонны, содержащей равновесную влагу, приливали очень слабый раствор хлористого лития. После того как стекание воды, вызванное этим прилитием, полностью заканчивалось, трубку с песком разбирали и в ней не только определяли влажность, но, кроме того, качественно, спектроскопическим методом, определяли содержание лития и глубину, до которой он проник. Этим самым определялась и та глубина, до которой просочилась прилитая вода. Ряд подобных опытов показал, что стекание воды из высоких колонн, доведенных предварительно до равновесного состояния, начинается в тот момент, когда дополнительно прилитая влага достигает верхней границы переходной по влажности зоны, т. е. нижней границы верхней зоны с постоянной влажностью. Этим самым устанавливается отсутствие у влаги, содержащейся в верхней зоне с постоянной влажностью, способности передавать гидравлическое давление и, наоборот, наличие такой способности у влаги капиллярно подвешенной, начиная с верхней границы переходной зоны.

Считая, как сказано выше, влагу, находящуюся в верхней зоне, влагой связанной, сам Лебедев из только что описанных опытов делает вывод (1936, стр. 147 — 148), что «*...передача гидростатического давления... возможна тогда, когда влажность почвы больше максимальной молекулярной ее влагоемкости...*»[1].

Лебедевым впервые был поднят вопрос и о том, каким образом происходит испарение капиллярно подвешенной влаги. Для решения этого вопроса Лебедев поставил следующий опыт (1936, стр. 245—246). Два одинаковых стакана, из которых один имел дно, а другой дна не имел и был затянут снизу марлей, были наполнены песком. После этого стакан,

[1] Курсив автора.

имевший дно, залили водой, избыток которой затем слили. Стакан без дна был опущен нижним концом в воду. Поверхность песка в обоих стаканах нагревалась при помощи расположенных над ней бунзеновских горелок. Нагревание продолжалось 8 часов. По прошествии этого времени поверхность песка в первом стакане (с дном) была совершенно суха, в то время как во втором стакане она имела влажность, равную 23,8%. Послойное определение влажности по прошествии двух суток дало такие результаты: во втором стакане (без дна) влажность на глубине 0—1 см оказалась равной 24,1%, а на глубине 5—6 см — 27,3%. В первом же стакане распределение влажности оказалось следующим:

	%
На глубине 0—0,5 см	0,2
0,5—1,0 »	3,8
2,5—3,0 »	7,5
6,5—7,0 »	9,9
9,5—10,0 »	23,1
14,0—15,0 »	26,2

В заключение этого опыта Лебедев пишет: «Мы видим, таким образом, что там, где один конец капилляров погружен в воду (второй стакан), несмотря на весьма сильное нагревание, поверхность песка оставалась все время почти при наибольшей влажности, тогда как в другом случае (первый стакан), где вода была как бы подвешена в капиллярах, передвижения воды снизу вверх не наблюдалось, несмотря на то, что уже на глубине 9 см песок имел почти наибольшую влажность.

Итак, теоретические соображения, наблюдения в природе и опыт позволяют утверждать, что на юге, юго-востоке и вообще там, где имеется так называемый мертвый горизонт, капиллярное передвижение воды снизу вверх в верхних горизонтах почвы невозможно»[1].

По поводу этого опыта и этого вывода Лебедева нужно сказать следующее.

Во-первых, вывод Лебедева в общей форме явно не верен — он опровергается рассмотренными выше данными наблюдений и опытов Летунова с сотрудниками, Качинского, Большакова и Абрамовой.

Во-вторых, непонятно, почему воду, находившуюся в первом стакане (с дном), Лебедев называет капиллярно подвешенной.

В-третьих, из опыта Лебедева нельзя сделать никаких выводов о том, каким образом происходило испарение воды из первого стакана: высыхала ли эта вода послойно, причем ее удаление из толщи песка совершалось лишь в форме пара, или же она капиллярно подтягивалась к верхней поверхности в жидкой форме и здесь уже испарялась. Лебедев склоняется к первому решению вопроса. Но постановка опыта была такова, что решить этот вопрос, по сути дела, нельзя — оба решения оказываются возможными.

Более удачную попытку решения этого вопроса о передвижении капиллярно подвешенной влаги мы находим у Малянова (1940), хотя как методика постановки опытов, так и самое их изложение, как мы сейчас увидим, у этого автора далеко не безупречны.

Опыты Малянова были проведены с песком и с почвами.

С песком Малянов поставил две серии опытов.

В первой серии, в каждом опыте «...изготовлялись две почвенные колонны одинакового строения, одинаковой высоты и площади поперечного сечения. Колонны увлажнялись до капиллярной влагоемкости, соответствующей воде капиллярно подвешенной. В одной из них капилляры

[1] Курсив автора.

разрывались в нескольких местах прослойками воздуха в 2 мм, чем полностью исключалась возможность передвижения капельно-жидкой воды из одного участка колонны в другой. В то же время водяной пар, как и в цельной колонне, мог свободно переноситься в порах к поверхности из любых мест колонны. После этого колонны взвешивались и выставлялись в лаборатории или на открытом воздухе для испарения из них воды. Взвешивания производились регулярно, сначала через сутки, потом реже. Учитывалось количество испарившейся воды. Температура и влажность воздуха переменные, но одинаковые для сравниваемых колонн.

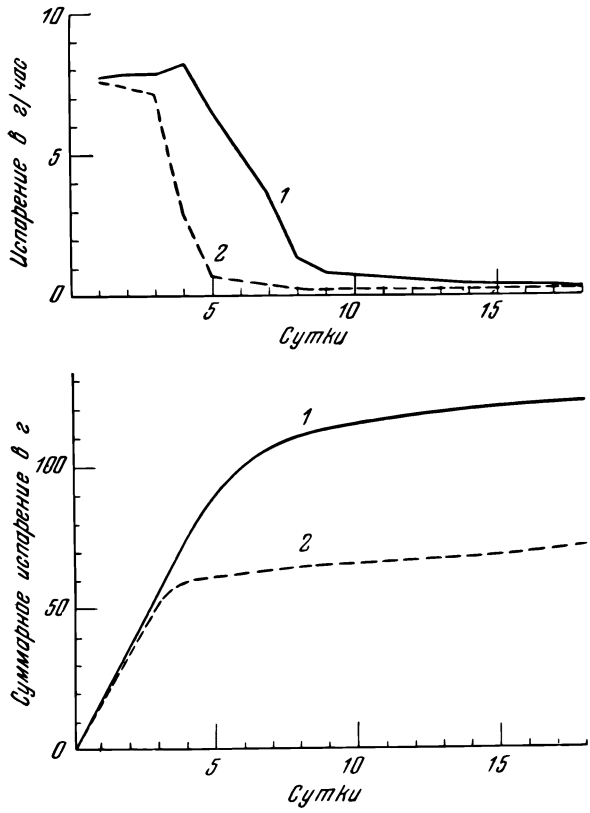


Рис. 65. Ход испарения капиллярно подвешенной влаги из песчаных колонн с разрывами и без них (по данным Малянова).

1 — колонна сплошная; *2* — колонна с разрывами.

Смысл этих опытов состоял в следующем. Если в колоннах вода испаряется от слоя к слою, будучи неподвижной, то расход ее в обеих колоннах будет одинаков. Если же она в процессе испарения подтягивается по капиллярам к поверхности почвы в зону интенсивных потерь, то разрыв капилляров пресечет этот поток. В колонне с разрывом капилляров расход на испарение должен сильно уменьшиться против расхода в колонне без разрыва капилляров».

Таково весьма скудное изложение методики опытов. Ничего не сказано о том, каким образом производилось увлажнение колонн — сверху или снизу; каким образом технически создавались разрывы «прослойками воздуха»; ни в одном опыте не дается исходного распределения влаги в колонне. Все эти недочеты сильно мешают полноценному использованию результатов опытов.

Опыты были поставлены с песками различной крупности—от 1—2 до 0,25—0,50 мм. Все опыты в первой серии дали одинаковые результаты. Поэтому мы ограничимся приведением результатов только одного опыта — № 5 с песком 0,25—0,50 мм, при наличии в нижней части колонны в начале опыта сухой прослойки. Разрывы капилляров во второй колонне были сделаны на глубине 4,6 и 8,8 см от поверхности. Высота колонн 12,8 см. Результаты опыта представлены на рис. 65, на котором в верхней части изображено изменение интенсивности испарения в граммах в 1 час в течение опыта, а в нижней части — нарастание суммарной величины испарения в течение опыта. По окончании испарения было определено конечное распределение влажности, которое оказалось следующим:

Глубина от поверхности в см		Влажность песка в %	
Первая колонна	Вторая колонна	Первая колонна, сплошная	Вторая колонна, с разрывами
0—5,7	0—4,6	0,04	0,04
5,7—7,8	4,6—8,8	1,81	23,25
7,8—10,0	8,8—11,3	2,55	11,96
10,0—12,8	11,3—12,8	2,25	5,33

Автор отмечает, что во второй колонне некоторое количество влаги стекло в сухую нижнюю прослойку.

Исходного распределения влаги, как мы уже отмечали, автор, к сожалению, не определял. По всей вероятности, среднее исходное содержание влаги равнялось 23—25%.

В этом опыте, как и во всех остальных, расход влаги вначале, в течение первых трех дней, в обеих колоннах одинаков. В этот период происходит расход запаса капиллярной воды из верхнего слоя песка (над первым разрывом) во второй колонне. Как только этот запас оказывается израсходованным, так сейчас же интенсивность испарения из второй колонны по сравнению с первой резко снижается. Автор считает, что это происходит вследствие того, что в первой колонне капиллярная подача влаги к испаряющей поверхности продолжается, в то время как во второй колонне после этого влага может расходоваться лишь путем диффузного перемещения пара через верхнюю прослойку и путем испарения из верхней прослойки стыковой и пленочной воды. Из этого автор и делает вывод о том, что капиллярно подвешенная влага при испарении может передвигаться в жидкой форме.

Такой вывод представляется весьма вероятным, хотя нельзя не указать, что для вящшей его убедительности следовало бы жидкую воду «пометить» хотя бы ионом хлора — так, как это делали в своих опытах Большаков и Абрамова.

Вторая серия опытов с песком была поставлена Маляновым таким образом, что исходная влажность песка в колоннах не превосходила наибольшего содержания стыковой воды (т. е. величины $НВ_{ст}$). Приведем результаты опыта № 8 с песком 0,25—0,50 мм. Высота колонн 11,2 см. Влажность песка 2,59%. ММВ по Лебедеву (метод пленочного равновесия) 1,18%. Разрывы во второй колонне сделаны на глубине 3,7 и 9,0 см от поверхности. Опыт длился 32 суток. Результаты изображены на рис. 66. В итоге рассмотрения этого опыта и ему аналогичных автор отмечает, что в этих опытах, где имелась лишь пленочная и стыковая вода, разрыв колонн не влияет на скорость испарения, из чего можно заключить, что эти формы воды испаряются слой за слоем, и передвижения воды в жидкой форме к испаряющей поверхности не происходит.

Последняя серия опытов была поставлена Маляновым с почвами более или менее тяжелого механического состава. Почвы увлажнялись также до величины «капиллярной влагоемкости, соответствующей воде капиллярно подвешенной», однако способ увлажнения и исходные величины влажности не указаны и в этом случае. Величины влажности были, судя по величинам остаточной влажности в колоннах с разрывами, очень высокими. И в этой серии опытов результат получился тот же, что и в первой серии с песками: количество испарившейся влаги и интенсивность испарения в колоннах сплошных были значительно выше, чем в колоннах с разрывами.

В итоге всей работы Малянов приходит к выводу о том, что «капиллярно подвешенная вода в процессе испарения передвигается в зону ее

потребления не только в почве, как в полидисперсной системе, но и в однородном по крупности песке». Стыковая и пленочная вода также могут передвигаться при испарении, но скорость их передвижения очень мала— в песке 0,50—0,25 мм она равна 1,5 мм в сутки.

По мнению Малянова, «...решающую роль в передвижении капиллярно подвешенной воды играет отрицательное давление, развивающееся в ней в результате сильного изменения, в процессе испарения, кривизны водных поверхностей в дискретных кольцах вокруг почвенных частиц».

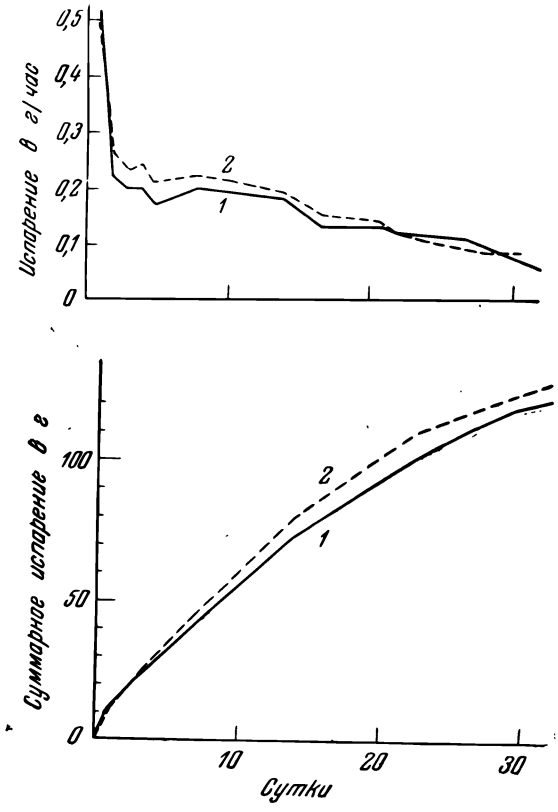


Рис. 66. Ход испарения стыковой влаги из песчаных колонн с разрывами и без них (по данным Малянова).

1 — колонна сплошная; *2* — колонна с разрывами.

Оценивая критически результаты исследования Малянова, следует признать, что его выводы довольно вероятны, хотя, как мы уже указывали выше, для полной убедительности не достает «мечения» воды. Кроме того, приходится высказать сожаление, что автор не определил для тех песков, с которыми он работал, величины $НВ_{ст}$ (максимального содержания стыковой воды), в связи с чем его суждения о качестве воды, остающейся в конце опыта, оказываются не вполне обоснованными.

В заключение рассмотрения опытов Малянова подчеркнем, что они относятся именно к влаге капиллярно подвешенной, т. е. к тому случаю удержания влаги, когда влага удерживается на границе раздела грунт — воздух. Исходная влажность почв и песков в первой и третьей сериях опытов Малянова была значительно выше величины $НВ_{ст}$.

Интересный материал по изучению процесса испарения влаги из песка мы находим в работе Вуудрэффа (Woodruff, 1942). Опыты велись с белым песком, частицы которого имели 0,8 мм в диаметре. Песок был помещен в сосуды 6 см высотой, в количестве 270 г, и увлажнен 66 $см^3$ воды, что дало полное насыщение и влажность около 24%. Скорость испарения и количество испарившейся воды учитывались путем периодического взвешивания сосудов. В качестве стандарта в аналогичных условиях были помещены сосуды с водой, с которыми и производилось сравнение испарения из опытных сосудов.

Результаты опыта изображены на рис. 67. Как можно видеть из этого рисунка, скорость испарения до того момента, когда потеря влаги достигла 50 $см^3$, была почти постоянной. Этому моменту, по нашему расчету, соответствует остаточная средняя влажность 5,9%. Далее идет короткий промежуточный период с меньшей скоростью испарения, в течение которого песок теряет еще 7 $см^3$, причем остаточная влажность достигает, по нашим

расчетам, 3,3%; Вуудрэфф почему-то оценивает влажность в этот момент в 1,1%. Во время этого промежуточного периода поверхность песка начинает подсыхать.

Далее идет третий период — с очень низкой величиной скорости испарения, во время которого мощность сухого слоя, образовавшегося на поверхности, начинает возрастать.

Вуудрэфф показывает особым расчетом, что, во-первых, мощность сухого слоя пропорциональна скорости испарения, а во-вторых, что квадрат мощности сухого слоя пропорционален продолжительности испарения. Из этого вытекает тот вывод, что скорость испарения подчиняется законам, установленным для скорости диффузии пара.

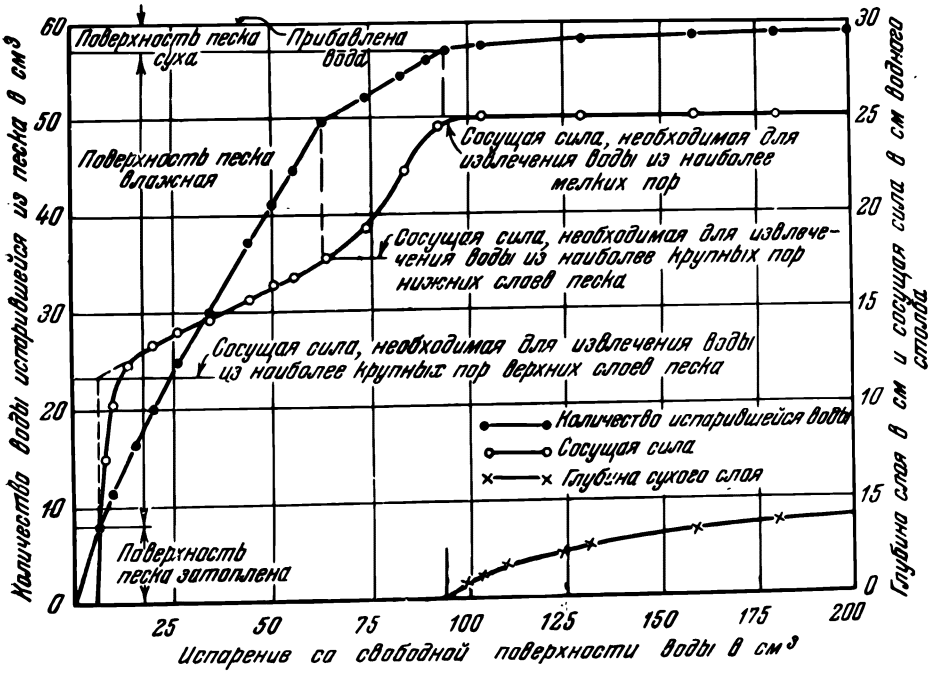


Рис. 67. Ход испарения влаги из песчаной колонны, изменение сосущей силы в процессе испарения и изменения мощности сухого слоя (по Вуудрэффу).

Из этого опыта Вуудрэффа можно сделать следующие заключения. Во-первых, бóльшая часть влаги, содержащейся в песке, в процессе испарения передвигается к испаряющей поверхности в жидком виде. Этот процесс имеет место в пределах величин влажности от 24 (примерно полная влагоемкость) до 5,9%. Между 5,9 и 3,3% передвижение продолжалось, но, видимо, с меньшей скоростью, вследствие чего поверхность начала подсыхать. Начиная же с влажности 3,3% передвижение влаги в жидкой форме практически прекратилось и сменилось диффузией влаги в форме пара. Влажность, равная 3,3%, соответствует примерно величине $НВ_{ст}$ (т. е. наибольшему содержанию стыковой влаги). Так, например, по данным Васильева, величина $НВ_{ст}$ для фракции песка 1,0—0,5 мм равнялась 2,70%. Таким образом, работой Вуудрэффа подтверждаются выводы Малянова о том, что влага, содержащаяся в песках сверх величины $НВ_{ст}$ (которая в данном случае соответствует наибольшему содержанию стыковой воды), способна в процессе испарения передвигаться к испаряющей поверхности. После же того как влажность упадет до величины, меньшей $НВ_{ст}$, передвижение влаги в жидкой форме прекращается или, по крайней мере, становится крайне медленным.

На этом мы закончим рассмотрение вопроса об удержании капиллярно подвешенной влаги над границей раздела грунт — воздух. Как мы уже указывали в начале настоящего раздела, в природе такие случаи удержания подвешенной воды встречаются относительно редко. Гораздо чаще они встречаются над различными сооружениями, связанными с искусственным созданием в грунтах различного рода пустот (туннели, дренажные трубы и пр.). Однако явления, весьма близкие по своей сущности к только что рассмотренным, мы встречаем в природе тогда, когда почвенно-грунтовая толща не однородна по своему сложению и механическому составу, а слоиста, и именно в тех случаях, когда более тяжелые по механическому составу слои подстилаются слоями более легкими. Особенности удержания влаги в таких случаях были впервые установлены и изучены опять-таки Лебедевым. Он показал, что при этих условиях в нижней части мелкозернистого слоя, над границей его соприкосновения с крупнозернистым, задерживается некоторое добавочное количество воды.

Так, например, в одном из опытов Лебедева (1936,стр.152), равновесная влажность 50-сантиметровой колонны мелкозернистого песка по 10-сантиметровым слоям оказалась равной (в %):

при подстилании лессом	при подстилании крупнозернистым песком
2,58	2,98
2,47	2,68
2,39	2,65
2,41	2,70
2,41	3,49
2,44	5,30

Таким образом, подстилание крупнозернистым грунтом вызывает повышение влажности в нижних слоях налегающей на него толщи мелкозернистого грунта. Лебедев объясняет это явление тем, что в этих случаях «...часть тонких капиллярных ходов мелкозернистого слоя неизбежно должна расшириться, и таким образом, на контакте мелкозернистого слоя сверху и крупнозернистого снизу создадутся условия для сформирования в мелкозернистом слое подвешенных капиллярных вод. Очевидно, что при этом не все капиллярные ходы мелкозернистого слоя заполнятся подвешенной водой, а только более мелкие, да и из последних не все, а лишь те, которые основанием своим, так сказать, упрутся в крупные поры крупнозернистого слоя. Следствием изложенного должно быть то, что влажность мелкозернистого слоя над крупнозернистым в момент равновесия будет больше, чем в том случае, когда мелкозернистая порода залегает однородным сплошным массивом» (1936, стр. 154).

Из этих слов Лебедева явствует, что механизм удержания добавочной воды в данном случае тот же, что и в рассмотренном выше случае — над границей раздела грунт — воздух. Иными словами, и в этом случае в нижней части мелкозернистого слоя накапливается некоторое количество капиллярно подвешенной воды. Само собою разумеется, что капиллярными силами при этом удерживается лишь некоторая часть воды — тем меньшая, чем тяжелее по механическому составу данный слой грунта. Остальная часть влаги удерживается иным путем, при тонкозернистом механическом составе относясь к категории пленочно подвешенной.

Как известно, рассмотренные только что явления были положены Лебедевым в основу устройства слоистых экранов при сооружении дамб и плотин (1936, стр. 166). В дальнейшем эта идея была развита Качинским (1945).

Повышение влагоемкости мелкозернистых почв над прослойками, состоящими из крупнозернистого материала, наблюдал также Рыжов

(1940). В качестве практического следствия из этих наблюдений Рыжов указывает, что такое повышение влагоемкости должно приниматься во внимание при расчете поливных норм.

Балябо и Васильева (1951) указывают на то, что эти явления могут существенно влиять и на величину НВ. В тех случаях, когда в почве на той или иной глубине имеется уплотненная прослойка, в которой поры значительно меньше по размеру, чем в нижележащем слое, проникновение влаги в этот нижележащий слой делается затрудненным не только вследствие пониженной фильтрационной способности уплотненного слоя, но и потому, что часть влаги в нем задерживается в капиллярно подвешенном состоянии.

Это положение Балябо и Васильева иллюстрируют данными, приведенными нами в табл. 94.

Таблица 94

Водно-физические свойства сероземов разной степени окультуренности

(по данным Балябо и Васильевой, 1951)

Почва	Глубина взятия образца в см	ОВ в г/см³	П в % от объема	НВ в %		Аэрация при влажности, равной НВ, в % от объема (ПВ –НВ)
				от веса	от объема	
Древнеполивной серозем. Хлопковая старопашка; резко выделяется уплотненный подпахотный горизонт 20—40 см	0—10	1,36	49,1	26,8	36,4	12,7
	10—20	1,40	49,0	24,4	34,2	14,8
	20—30	1,63	40,0	24,3	39,6	0,4
	30—40	1,57	41,9	22,8	35,8	6,1
	40—60	1,53	44,2	21,1	32,2	12,0
	60—80	1,49	45,2	20,0	29,8	15,4
	80—100	1,44	47,5	18,8	27,0	20,5
Древнеполивной серозем после распашки люцерны	0—10	1,30	50,9	30,2	39,3	11,6
	10—20	1,27	51,8	27,4	34,8	17,0
	20—30	1,40	48,9	25,2	35,3	13,6
	30—40	1,40	48,9	25,2	35,3	13,6
	40—60	1,42	48,8	22,9	32,5	16,3
	60—80	1,43	47,8	23,8	34,0	13,8
	80—100	1,46	46,7	24,2	35,3	11,4

Опираясь на эти данные, авторы подчеркивают тот факт, что наличие уплотненного подпахотного горизонта заметно понизило величину НВ в нижележащих слоях вследствие того, что более широкие капилляры, свойственные этим слоям, не могут отсасывать воду из тонких капилляров уплотненного подпахотного горизонта. Поэтому НВ получается как бы «неполной», т. е. более низкой, чем она могла бы быть при данном механическом и аггрегатном составе.

Окультуривание (люцерна!) способствует созданию больших запасов усвояемой влаги, повышая НВ.

Далее авторы приводят результаты лабораторных опытов с насыпными колоннами, отчетливо подтверждающие тот факт, что уплотнение подпахотного горизонта заметно снижает НВ нижележащих горизонтов. Это наблюдалось при ОВ = 1,3, в то время как уплотненный подпахотный имел ОВ = 1,6. Еще более резко это выявилось, когда подпахотный был приготовлен из перемятой почвенной массы.

В уплотненном горизонте НВ приближается к ПВ.

Уплотнение поверхностного горизонта также снижает НВ нижележащих слоев.

Все эти явления наблюдаются, когда уплотненный горизонт имеет ОВ от 1,5 и выше и не наблюдаются при ОВ, равном 1,4 и ниже.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Подвешенной влагой мы называем такую влагу, которая может длительно удерживаться без сколько-нибудь заметного передвижения в почвенно-грунтовой толще, не будучи гидростатически связана с почвенно-грунтовой водой.

2. Наибольшее количество подвешенной влаги, которое может удерживаться почвой или грунтом, называется их наименьшей влагоемкостью (НВ).

3. В зависимости от гранулометрического и аггрегатного состава и от наличия или отсутствия слоистости в почвенно-грунтовой толще, механизм удержания подвешенной влаги может быть различным.

4. В крупнозернистых грунтах, к каковым мы относим почвы и грунты, состоящие из частиц крупнее 1 мм, подвешенная влага может удерживаться только в форме стыковой воды, характерной чертой которой является разобщенность отдельных кольцеобразных скоплений воды (водяных манжет) друг от друга. Стыковая влага удерживается силами капиллярной природы.

5. В почвах и грунтах среднезернистых, состоящих из частиц от 1 до 0,05—0,01 мм (нижняя граница определяется приблизительно), можно различать два случая образования подвешенной воды:

а) при исходной сухости почвенно-грунтовой толщи в ее верхних горизонтах может создаваться слой капиллярно подвешенной воды, заполняющей всю порозность. Мощность такого промоченного слоя имеет некоторый, небольшой, измеряемый сантиметрами или немногими дециметрами предел, при превышении которого почти вся подвешенная вода немедленно стекает вниз. Такая вода удерживается капиллярными силами, причем в ее удержании существенную роль играет гистерезис смачивания;

б) в тех случаях, когда почвенно-грунтовая толща в исходном состоянии не является сухой, влага в ней может длительно задержаться только в форме стыковой, так же, как это имеет место и в почвах и грунтах крупнозернистых.

6. В почвах и грунтах тонкозернистых (частицы размером менее 0,05—0,01 мм) можно различать три основных случая удержания подвешенной влаги:

а) в почвах и грунтах, лишенных структуры (перемятые почвенные массы, оглеенные горизонты заболоченных почв), подвешенная влага удерживается исключительно сорбционными силами и вся относится к категории связанной;

б) в тонкозернистых почвах и грунтах, обладающих микроструктурой, подвешенная влага удерживается также сорбционными силами, хотя связанной является лишь часть этой влаги, в то время как другая часть относится к категории свободной влаги. В этом случае подвешенную влагу мы называем пленочно подвешенной;

в) в тонкозернистых почвах и грунтах, обладающих макроструктурой, подвешенная влага может удерживаться частично сорбционными силами (связанная и пленочно подвешенная влага), частично-капиллярными (влага разобщенных капилляров в отдельных макроаггрегатах).

7. Подвешенная влага в тонкозернистых почвах и грунтах (наиболее распространенный в природе случай) способна к передвижению при испарении к испаряющей поверхности. Такое передвижение совершается в жидкой форме, под действием преимущественно сорбционных сил, и имеет своим пределом некоторую влажность, которая называется влажностью разрыва капилляров (ВРК). В почвах и грунтах, обладающих структурой, эта величина выражена резко, в бесструктурных — нерезко.

8. Подвешенная влага в тонкозернистых почвах и грунтах заполняет не всю порозность, а лишь часть ее. При хорошо выраженной структуре эта часть варьирует в довольно широких пределах, чаще всего, однако, составляя около 70%. Чем хуже выражена структура, тем больше степень заполнения пор подвешенной влагой.

9. Величина НВ тонкозернистых почв и грунтов зависит отчасти от их гранулометрического состава, но в еще большей степени — от их сложения.

10. Подвешенная влага может образоваться также на границе раздела грунт — воздух, удерживаясь в этом случае капиллярными силами. Такую влагу мы называем капиллярно подвешенной.

11. Подвешенная влага может возникнуть также над границей раздела мелкозернистый грунт — крупнозернистый грунт, в нижних слоях толщи первого из них. Она удерживается капиллярными силами и должна тоже называться капиллярно подвешенной.

———

Глава VI

СВОБОДНАЯ ГРАВИТАЦИОННАЯ ВЛАГА

1. ОБЩИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ. ФОРМЫ СВОБОДНОЙ ГРАВИТАЦИОННОЙ ВЛАГИ

Те категории почвенной влаги, с которыми мы знакомились до сих пор, отличались тем, что их удержание и передвижение в почве определялось преимущественным участием адсорбционных и сорбционных сил, источником которых, в конечном счете, являются частицы почвы.

Действие этих сил, как мы видели, ослабевает по мере возрастания влажности почвы. При достижении последней величины НВ эти силы во всяком случае насыщаются полностью.

Однако во многих случаях, даже прежде, чем влажность достигнет величины НВ, в почве уже появляется с в о б о д н а я влага, т. е. влага, свободная от влияния адсорбционных и сорбционных сил, в форме сорбционно замкнутой свободной влаги — в тонкозернистых почвах и грунтах, в форме стыковой — в крупнозернистых и в форме капиллярно подвешенной — в слоистых почвенно-грунтовых толщах. Свободной является и вся та влага, которая содержится в почве сверх величины НВ, т. е. в интервале влажностей между НВ и ПВ. Эта влага тоже находится вне влияния сорбционных сил, исходящих от почвенных частиц. Поэтому и принято называть ее с в о б о д н о й в л а г о й. Напомним, что в отдельных случаях — в почвах и грунтах тяжелого механического состава и лишенных какой бы то ни было структуры — свободной влаги при влажности, равной ПВ, может не содержаться вовсе, ибо вся влага будет относиться к категории связанной.

Так как свободная влага находится вне влияния сил, присущих почвенным частицам, то ее поведение в почве должно управляться по преимуществу силой тяжести. Однако сила тяжести может считаться единственной силой, определяющей поведение свободной влаги при влажности, превышающей НВ, лишь в крупнозернистых средах, каковы гравии, галечники и т. д. В почвах же и грунтах среднезернистых и тонкозернистых сила тяжести всегда сочетается с силами капиллярными. Это определяется тем, что скопления свободной влаги, какую бы форму они ни имели, в средне- и тонкозернистых почвах и грунтах всегда будут ограничены менисками, обладающими различной кривизной, а следовательно, и различным поверхностным давлением. Поэтому все поведение свободной воды и будет

определяться, в общем случае, совместным действием силы тяжести и менисковых сил.

При этом, однако, поскольку мениски ограничивают скопления свободной воды со всех сторон, развиваемые ими поверхностные давления имеют тенденцию к взаимному уравновешиванию; в то же время сила тяжести всегда направлена вниз. Поэтому свободная влага при влажности, превышающей НВ, характеризуется способностью — реальной или потенциальной — к нисходящему передвижению, в связи с чем мы имеем основание называть ее свободной гравитационной влагой, в отличие от уже знакомых нам форм свободной влаги: стыковой, капиллярно подвешенной и сорбционно замкнутой.

Мы только что указали на то, что способность свободной гравитационной влаги, которую мы для краткости будем называть просто гравитационной, к нисходящему передвижению может быть реальной или потенциальной.

Реальна она тогда, когда на пути нисходящего просачивания влаги через почвенно-грунтовую толщу нет никаких, так сказать, препятствий, каковыми являются водоупорные слои почвы или грунта. Если таких слоев в рассматриваемой части почвенно-грунтовой толщи нет и ее водопроницаемость в направлении сверху вниз не уменьшается, то способность гравитационной влаги к нисходящему передвижению оказывается реальной, и эта влага может просачиваться вниз, заполняя поровое пространство либо целиком, либо частично — в зависимости от интенсивности поступления влаги. Направление передвижения влаги в этом случае будет всецело определяться силой тяжести, хотя на скорость будут также влиять силы капиллярные и сила трения — внешнего и внутреннего. Такой вид гравитационной влаги мы условимся называть просачивающейся гравитационной влагой.

Обратимся теперь к другому случаю, когда на пути просачивающейся гравитационной влаги имеется водоупорный слой и когда вследствие наличия этого слоя способность влаги просачиваться делается потенциальной. Для простоты рассуждений допустим сначала, что водоупорный слой вполне водонепроницаем.

Достигнув такого слоя, гравитационная влага окажется задержанной над ним — как бы подпертой этим слоем. Условимся называть такую влагу гравитационной подпертой влагой, используя чрезвычайно удачный термин Качинского (1934), который, однако, вкладывал в этот термин несколько более узкое содержание, относя его, как мы увидим ниже, лишь к верхней части тела подпертой гравитационной влаги.

Можно поставить вопрос: какими же силами подпертая гравитационная влага удерживается в этом, подпертом состоянии? Какие силы противостоят силе тяжести, под влиянием которой гравитационная влага стремится двигаться вниз? Очевидно, что при наличии водоупорного слоя, над которым накапливается подпертая влага, такими силами являются силы сцепления между частицами водоупорного слоя. Эти силы, вообще говоря, могут быть различной природы, но в обсуждение вопроса об их природе мы можем не входить, так как для интересующего нас явления это значения не имеет, и будем их называть просто сопротивлением водоупора.

Подпертая гравитационная влага, при условии продолжающегося поступления просачивающейся влаги сверху, естественно, начинает накапливаться над водоупорным слоем, заполняя собою поровое пространство вышележащего слоя. Это заполнение, вследствие защемления изолированных скоплений воздуха, может быть не совсем полным, что мы покажем ниже. Существенным, однако, является то, что подпертая гравитационная влага, накопившаяся над водоупорным

слоем, приобретает свойство гидростатической сплошности, т. е. способность передавать гидравлическое давление.

По мере дальнейшего поступления сверху просачивающейся гравитационной влаги толща слоя подпертой гравитационной влаги будет нарастать, а следовательно, будет нарастать и гидравлическое давление, создаваемое этим слоем. Существенным следствием увеличения гидравлического давления явится появление у подпертой гравитационной влаги способности вытекать из стенки естественного или искусственного разреза, сделанного через слой почвы или грунта, содержащего в себе эту влагу. Поясним это явление графически (рис. 68).

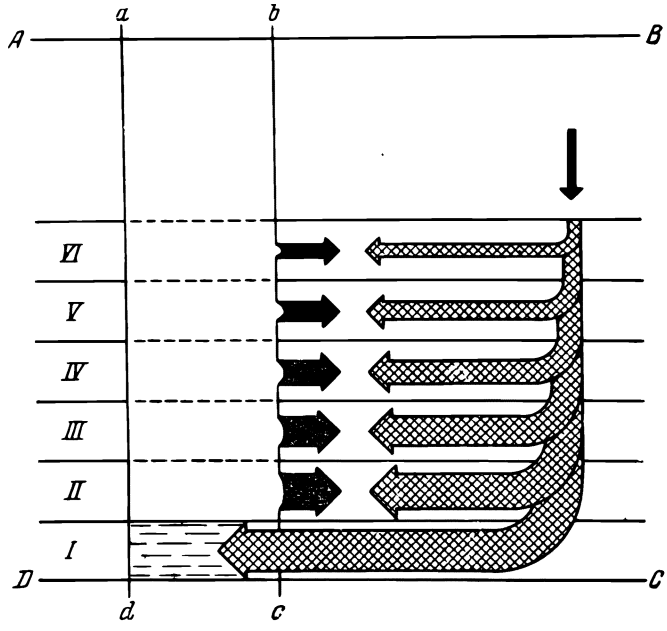


Рис. 68. Схематическое изображение соотношений между гидростатическим и поверхностным давлением над зеркалом грунтовой воды и под ним.

На рис. 68 *AB* изображает дневную поверхность почвенно-грунтовой толщи, а *DC* — верхнюю поверхность водоупорного слоя. *I*, *II*, *III* и т. д. — суть элементарные, т. е. бесконечно тонкие слои почвенно-грунтовой толщи, в пределах каждого из которых, вследствие его бесконечно малой толщины, все поведение влаги мы можем рассматривать как однородное во всех отношениях.

Заложим в слое почвенно-грунтовой толщи *ABCD* разрез *abcd*, доходящий до водоупорного слоя, и посмотрим, как будет себя вести гравитационная подпертая влага у стенки разреза *bc* по мере заполнения этой влагой слоев *I*, *II*, *III* и т. д. почвенно-грунтовой толщи.

Совершенно очевидно, что на стенке разреза эта влага должна сначала (при малой толщине слоя подпертой гравитационной влаги) образовать менисковую поверхность, т. е. поверхность, состоящую из бесчисленного количества менисков, возникающих в порах почвы, различной кривизны в соответствии с различным диаметром этих пор. Поверхностное давление этих вогнутых внутрь менисков будет меньше нормального

поверхностного давления и будет направлено внутрь почвенной толщи. Это давление мы изобразили в виде черных стрелок, направленных вправо. Оно препятствует вытеканию подпертой гравитационной влаги из стенки разреза. Величина этого давления может изменяться в зависимости от кривизны менисков.

Этому поверхностному давлению противодействует гидравлическое давление столба подпертой гравитационной влаги, которое увеличивается вместе с увеличением толщи слоя последней. С этим гидравлическим давлением суммируется поверхностное давление менисков, составляющих верхнюю поверхность тела подпертой гравитационной влаги. Так как размеры пор, в которых образуются эти верхние мениски в различных частях слоя почвы *ABCD*, в среднем одинаковы, то и развиваемое ими поверхностное давление существенно не меняется по мере нарастания мощности тела подпертой гравитационной влаги. Поэтому поверхностное давление верхних менисков, не зависящее от положения верхней границы тела подпертой гравитационной влаги, мы изобразили в форме одной стрелки, направленной вниз, в верхней части почвенной толщи.

Гидравлическое же давление, по мере увеличения мощности тела подпертой гравитационной влаги, возрастает примерно пропорционально этой мощности и при этом, как известно, распространяется одинаково во все стороны. Поскольку нас интересует действие этого давления на менисковую поверхность подпертой влаги на стенке разреза *bc*, мы изобразили величину этого давления в виде системы косо заштрихованных стрелок, загибающихся влево. Их толщина увеличивается книзу, отражая величину нарастающего книзу, по мере увеличения толщи подпертой гравитационной влаги, гидравлического давления (плюс поверхностное давление верхних менисков).

В слоях *VI*, *V*, *IV*, *III* и *II* гидравлическое давление подпертой гравитационной влаги, хотя и возрастающее сверху вниз, еще не превосходит менискового давления на стенке разреза *bc*. Последнее также лишь нарастает сверху вниз, за счет уменьшения кривизны менисков. В слое же *I* давление подпертой гравитационной влаги уже превысило максимальное возможное давление менисков, равное, как мы знаем, нормальному поверхностному давлению, в силу чего гравитационная влага излилась в разрез и образовала в нем зеркало свободной воды на границе между слоями *I* и *II*.

Это зеркало займет в разрезе как раз тот уровень, на котором давление (гидравлическое плюс поверхностное давление верхних менисков) подпертой гравитационной влаги будет равно поверхностному давлению принявших плоскую форму менисков, ограничивающих толщу подпертой гравитационной влаги на боковой стенке разреза, т. е. нормальному поверхностному давлению.

В почвенно-грунтовой толще, в которой нет никаких разрезов,— нет, конечно, и никакого «зеркала» свободной воды. Там есть лишь воображаемая поверхность, на которой указанное только что суммарное давление равно нормальному поверхностному давлению. Эту воображаемую поверхность мы, по сути дела, и называем зеркалом грунтовых вод, так как при возникновении разреза именно на глубине этой воображаемой поверхности появляется в разрезе уже настоящее, реальное, зеркало свободной воды.

Напомним, что способность подпертой гравитационной влаги изливаться из стенок искусственных или естественных разрезов, по определению Лебедева (1936), является признаком, характерным для грунтовых вод.

Как видно из сказанного, верхняя граница слоя подпертой гравитационной влаги лежит всегда выше зеркала грунтовых вод. Та часть слоя

подпертой гравитационной влаги, которая заключена между его верхней границей и зеркалом грунтовых вод, носит название капиллярной каймы. Это название обусловливается тем, что распределение и поведение влаги в указанной кайме оказывается совершенно аналогичным распределению влаги, капиллярно поднятой в колонне почвы или грунта в результате приведения в соприкосновение нижнего конца колонны со свободной поверхностью воды. Аналогичность такого распределения определяется тем, что в обоих случаях на нижнем уровне гидравлическое давление влаги равно нормальному поверхностному давлению.

Характерной чертой такого распределения является постепенное уменьшение содержания свободной влаги (а следовательно, и общего содержания влаги) по мере удаления от зеркала свободной воды. Свободная влага, находящаяся в капиллярной кайме, гидравлически связана со всей остальной массой подпертой гравитационной влаги и называется по предложению Качинского (1934) капиллярной подпертой влагой.

Подпертая гравитационная влага, вследствие своей гидравлической сплошности и подчинения преимущественному влиянию силы тяжести, обладает способностью стекать по уклону, если водоупорный слой обладает таковым. Такую влагу мы будем называть стекающей гравитационной влагой.

Если водоупорный слой имеет вогнутую чашеобразную форму или если он, при значительном пространственном распространении, является строго горизонтальным, то подпертая гравитационная влага делается вполне неподвижной в первом случае и почти неподвижной во втором. Такую влагу мы условимся называть застойной гравитационной влагой.

В тех случаях, когда подпертая гравитационная влага из капиллярной каймы расходуется путем испарения или десукции растительным покровом, то эта влага может передвигаться вверх при преобладающем влиянии капиллярных сил. Такую влагу мы условимся называть капиллярной восходящей влагой.

До сих пор все наши рассуждения мы вели в предположении полной водонепроницаемости водоупорного слоя. Допустим, что он лишь относительно водонепроницаем, т. е. что его водопроницаемость не равна нулю, а лишь меньше водопроницаемости слоя вышележащего. Если интенсивность просачивания влаги через некоторый данный слой превышает водопроницаемость слоя подстилающего, то в данном слое начинает накапливаться подпертая гравитационная влага. При этом все описанные выше явления, относящиеся к поведению гравитационной подпертой влаги, также будут иметь место, одновременно сопровождаясь более или менее медленным просачиванием воды через относительно водоупорный слой. Иными словами, в водоупорном слое мы будем наблюдать гравитационную просачивающуюся влагу, а в слое, лежащем над водоупорным,— влагу, которая, обладая всеми свойствами подпертой гравитационной влаги, будет одновременно питать влагу, просачивающуюся через относительно водоупорный слой, вследствие чего толща подпертой гравитационной влаги будет постепенно сокращаться, хотя все присущие ей свойства будут оставаться прежними.

Таким образом в целом мы можем различать следующие формы свободной воды:

А. Свободная подвешенная

1. Стыковая (в средне- и грубозернистых почвах и грунтах).
2. Капиллярно подвешенная (в слоистых почвах и грунтах).
3. Сорбционно замкнутая (в тонкозернистых почвах и грунтах).

4. Гравитационная просачивающаяся.
5. Гравитационная подпертая:
   а) стекающая,
   б) застойная,
   в) капиллярная восходящая.

К подробному ознакомлению с формами свободной гравитационной влаги мы перейдем несколько ниже, предварительно остановившись на рассмотрении еще одного существенного водного свойства почвы — ее водопроницаемости.

2. ВОДОПРОНИЦАЕМОСТЬ ПОЧВЫ

Просачивающаяся гравитационная влага появляется в почве после того, как на поверхность последней начнет поступать жидкая влага в форме дождевых, талых, паводковых или поливных вод. Судьба этих вод может быть, вообще говоря, различной: часть их может испариться обратно в атмосферу, часть — стечь по поверхности в направлении уклона, и, наконец, часть осадков поступает в почвенную толщу.

Возможность и интенсивность поступления осадков в почву определяется водопроницаемостью последней, а самый процесс поступления называется впитыванием воды в почву, или поглощением воды почвой.

Не трудно понять, что водопроницаемость почвы зависит непосредственно от величины порозности и, самое главное, от размера пор. Чем выше порозность и чем крупнее поры, тем водопроницаемость будет больше. Для грунтов и почв крупно- и среднезернистых и притом бесструктурных водопроницаемость, вследствие этого, будет зависеть почти исключительно от их механического состава и сложения, поскольку. размером частиц и плотностью их укладки определяется и размер пор. Для грунтов и почв, обладающих макро- или микроструктурой, последняя будет оказывать решающее влияние на водопроницаемость, поскольку межаггрегатные поры всегда крупнее внутриаггрегатных, и водопроницаемость будет определяться главным образом числом и размером первых. Поэтому естественно, что водопроницаемость почв, помимо ее природных свойств, в широких пределах зависит также и от ее культурного состояния, т. е., в конечном счете, от агротехники.

Из других факторов, оказывающих влияние на водопроницаемость, следует указать на присутствие в почве защемленного воздуха, изолированные скопления которого, занимая отдельные поры или системы пор, тем самым выключают их из того живого сечения, через которое может просачиваться вода.

Существенное влияние на водопроницаемость оказывает наличие в почве крупных промежутков, трещин, ходов червей, корневых ходов, кротовин, а также характер растительности.

Если влага поступает в почву более или менее сухую, то водопроницаемость последней вначале обычно бывает значительно выше, чем по прошествии некоторого времени от начала просачивания воды. Это особенно резко бывает выражено в почвах и грунтах тонкозернистых. Уменьшение водопроницаемости в процессе просачивания зависит от того, что почва насыщается влагой, от набухания почвенных коллоидов, которое ведет к сужению почвенных пор, от разрушения в некоторых случаях структурных отдельностей и т. д.

Впрочем, некоторые явления, например удаление из почвы или грунта защемленного воздуха, могут вести и к повышению, с течением времени, водопроницаемости.

Таким образом, впитывание воды в почву представляет собою сложное явление, на что впервые было обращено внимание Костяковым (1932), указавшим, что нужно различать две категории явлений: явления поглощения воды и явления фильтрации, «...которые начинаются лишь после достижения почвой полного насыщения».

Костяков ввел вместе с тем представление о «коэффициенте поглощения», который представляет собой «...количество воды, поглощаемое данной почвой в единицу времени при единице уклона, на единицу поверхности». Коэффициент поглощения, характеризующий собою водопроницаемость почвы, в соответствии с вышесказанным есть величина динамичная, изменяющаяся в процессе поглощения воды почвой.

Аналогичные соображения были высказаны и Качинским (1945), который говорит, что «процесс водопроницаемости почвы складывается из трех фаз: а) восприятие воды почвою; б) проведение воды почвою в ее толще от слоя к слою и в) фильтрация воды сквозь почву в грунт. Две первые фазы объединяют в понятие — впитывание воды почвою и выражают его «коэффициентом впитывания». Третью фазу, приводящую к наибольшему (почему к наибольшему?—*А. Р.*) расходу воды, выражают в понятии «коэффициента фильтрации» и дают для характеристики его ряд формул (Дарси, Хазена, Люгера, Слихтера и др.)... Впитывание воды как жидкой фазы почвою происходит: 1) в силу поверхностного притяжения воды почвою; 2) по причине капиллярных явлений, развивающихся в системе почва (в основном — гидрофильная среда) — раствор».

Математическую трактовку изменения коэффициента впитывания мы находим у Костякова в цитированной уже работе (1932). Если начальная величина этого коэффициента равна K_0, то в процессе впитывания воды почвой этот коэффициент уменьшается, стремясь в пределе сделаться равным величине $K_д$, т. е. коэффициенту фильтрации Дарси. Коэффициент впитывания в некоторый момент времени t, равный K_t, по Костякову, находится в следующей зависимости от начальной величины K_0:

$$K_t = \frac{K_0}{t^\alpha}.$$

Начальная же величина коэффициента впитывания, по Костякову, связана с коэффициентом фильтрации Дарси такой зависимостью:

$$K_0 = K_д \cdot T^\alpha,$$

где T — время, в течение которого при просачивании воды в данную почву устанавливается постоянный расход воды, т. е. явления поглощения переходят в явления фильтрации.

Морозов (1935) дает несколько иную формулу зависимости изменения величины коэффициента поглощения от времени:

$$K_t = K_0 B^N,$$

где B — некоторая постоянная, а N — количество профильтровавшейся в почву воды. Величина B может быть как больше, так и меньше единицы. В первом случае коэффициент фильтрации с течением времени нарастает, а во втором — уменьшается. Увеличение коэффициента поглощения со временем — случай довольно редкий, но все же возможный. Такое явление может наблюдаться, например, тогда, когда возрастает концентрация солей в фильтрующейся воде, что повышает степень аггрегации частиц.

Большой материал по динамике коэффициента впитывания мы находим в исследованиях Созыкина (1939), который пользовался методом изолированных колонн — наиболее, повидимому, совершенным, так как в нем исключается влияние напора поверхностного слоя воды, и фильтрация последней наблюдается в условиях полного отсутствия какого бы то ни было нарушения естественного сложения почвы.

На рис. 69 и 70 мы приводим данные Созыкина для двух почв: супесчаной почвы в бору-черничнике и тяжелосуглинистой почвы на морене. В диаграммах даны средние расходы по восьми колоннам. Штриховкой показаны пределы варьирования водопроницаемости около среднего значения.

Оба эти рисунка свидетельствуют о том, что величина коэффициента поглощения сильно уменьшается в процессе поглощения воды почвой. На супесчаной почве (рис. 69) это уменьшение достигает за 3 часа примерно двукратной величины (с 80 мм/мин до 40 мм/мин), а на тяжелосуглинистой почве — примерно двадцатикратной (с 40 мм/мин до 2 мм/мин).

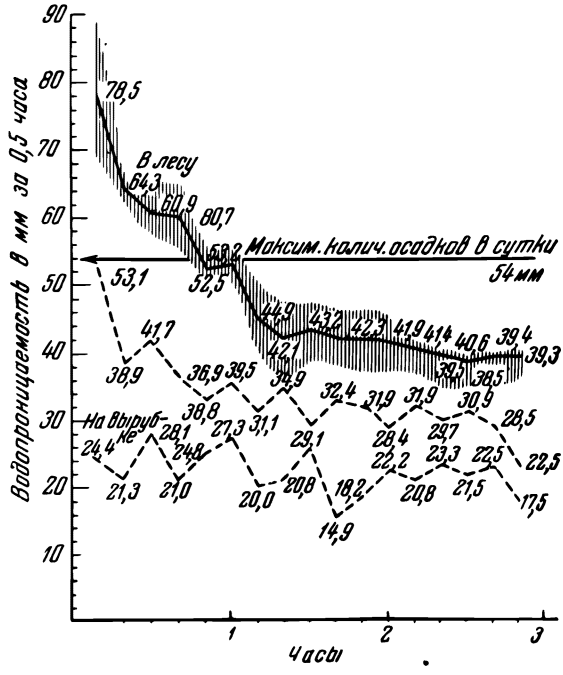


Рис. 69. Изменение во времени коэффициента впитывания супесчаной лесной почвы. Московская область (по Созыкину).

На втором из этих рисунков также сопоставлены коэффициенты поглощения для почвы в лесу и в поле. В то время как конечные величины коэффициента (к концу третьего часа) оказываются весьма близкими, их начальные величины расходятся чрезвычайно сильно: в лесу коэффициент поглощения почти в 5 раз выше, чем в поле, что объясняется наличием в лесу подстилки, защищающей почву от размывающего действия водяных капель, и лучшей структурностью почвы под лесом, а также влиянием на водопроницаемость древесных корней.

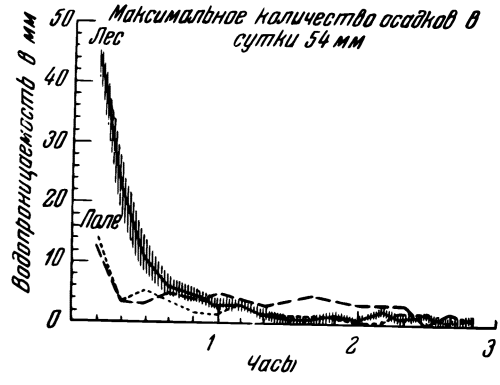


Рис. 70. Изменение во времени коэффициента впитывания тяжелосуглинистой подзолистой почвы на моренном суглинке. Московская область (по Созыкину).

На основании многочисленных определений коэффициента поглощения указанным выше методом, Созыкин предложил для лесных подзолистых почв следующую формулу

зависимости величины коэффициента поглощения от времени:

$$K_t = K_д + \frac{K_0}{t}$$

(обозначения те же, что и у Костякова).

Для указанных почв, по данным Созыкина, эта формула дает лучшее схождение с наблюденными данными, нежели формула Костякова. Созыкин получил следующие уравнения для нескольких почв (в мм/30 мин):

Темносерая тяжелосуглинистая почва под кленово-липовой дубравой	$K_t = \frac{68{,}3}{t} + 5$
Среднеподзолистая суглинистая почва на покровном суглинке под ельником-кисличником	$K_t = \frac{41{,}8}{t} + 2{,}67$
Сильноподзолистая суглинистая почва на морене под ельником-черничником	$K_t = \frac{45{,}65}{t} + 0{,}36$
Среднеподзолистая почва на морене под ельником-зеленомошником	$K_t = \frac{28{,}55}{t} + 3{,}7$

Созыкин сделал также попытку связать величину коэффициента фильтрации (т. е. величину установившегося расхода на просачивание) с порозностью почвы. Использовав результаты определения водопроницаемости для 15 почв с весьма различным механическим составом — от песков до тяжелых суглинков, Созыкин нашел, что величина установившегося расхода не обнаружила удовлетворительной корреляции с величинами P^2 и P^2_0, где P — общая скважность, а P_0 — «действующая» скважность, т. е. та часть скважности, которая не заполняется связанной водой. Величину P_0 Созыкин определяет как разность между полной скважностью и той ее частью, которая остается занятой водой при влажности, равной НВ. Наоборот, была обнаружена удовлетворительная корреляция между величинами установившегося расхода и величинами:

$$P_{0\,\min},\ \left(\frac{P_0}{100-P}\right)^2 \text{ и } \left[\left(\frac{P_0}{100-P}\right)^2 h\right],$$

где h — глубина залегания в почвенном профиле «узкого места», т. е. горизонта с наименьшей водопроницаемостью, а $P_{0\,\min}$ — его «действующая» скважность.

В результате анализа этих данных и расчетов Созыкин приходит к выводу о том, что во всем взятом ряду почв — от песков до тяжелых суглинков — величина установившегося расхода воды зависит от «действующей» скважности почвы в иллювиальном (т. е. наименее проницаемом) горизонте. Возможно, говорит Созыкин, что влияет и мощность этого горизонта, но это влияние осталось неясным. Установившийся расход зависит также от глубины залегания иллювиального горизонта. Введение в расчет этой величины (h) повысило коэффициент корреляции.

На основании тех же данных Созыкин вывел следующие уравнения регрессии:

$$K = 21\,P_0 - 162,$$

$$K = 24{,}4\left[\left(\frac{P_0}{100-P}\right)^2 h\right] - 15,$$

где K — расход воды в мм/час.

Первое из этих уравнений для тяжелых суглинков непригодно.

Водопроницаемость почв обладает значительной изменчивостью не только во времени, но и в пространстве. Первым обстоятельным изучением этого явления мы обязаны Качинскому (1931). Он наблюдал проникновение влаги в сильно просушенную тяжелосуглинистую подзолистую почву под залежью после длительного (в течение суток) дождя. Результаты его наблюдений изображены в графической форме на рис. 71, который мы заимствуем из цитированной работы. Рис. 71 представляет собою разрезы почвенной толщи: вертикальный (верхняя половина) и горизонтальные на различной глубине (нижняя половина). На рисунке заштрихованы те участки почвы, по которым шло проникновение влаги, в то время как сухие оставлены незаштрихованными. Кроме того, на рисунке нанесены

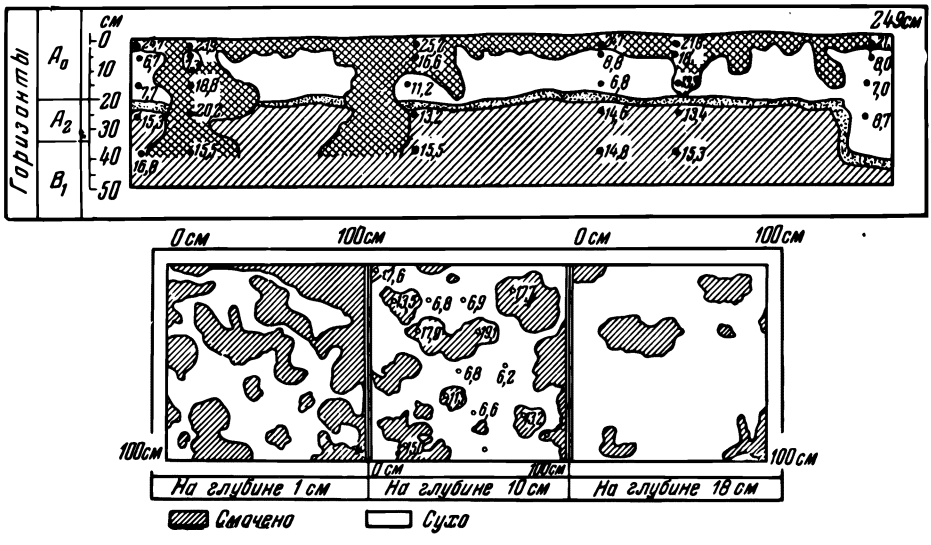


Рис. 71. Неравномерность проникновения дождевой воды в тяжелосуглинистую подзолистую почву.

Наверху—вертикальный разрез, вниз у—горизонтальные разрезы на разных глубинах (по Качинскому).

величины влажности почвы. Из этого рисунка «...достаточно наглядно вырисовывается комплексный характер водопроницаемости почвы. Этот же материал указывает на возможность быстрого ухода воды в грунт по трещинам, червоточинам и иным пустотам, а потому неверно было бы утверждать, что вода, попадающая в просушенную почву в количествах, недостаточных для ее насыщения, обязательно остается целиком в ее поверхностных толщах... Устремляясь в первую очередь по линии наименьшего сопротивления, вода позже от смоченных полос и пятен рассосется в стороны и даст ровный смоченный фон. Этот смоченный фон маскирует истинную картину водопроницаемости и создает впечатление о равномерном проникновении воды в почву» (Качинский, 1931, стр. 43—44).

Интересный цифровой материал, характеризующий изменчивость водопроницаемости почвы в пространстве, мы находим в работе Долгополовой (1948). Изучая водопроницаемость почв по элементам микрорельефа в целинной степи, на мощных черноземах, Долгополова установила, что водопроницаемость на микроповышениях значительно выше, чем на микропонижениях, как это можно видеть из табл. 95.

Таблица 95

Водопроницаемость (в мм/час) мощного чернозема на разных элементах микрорельефа

(по данным Долгополовой, 1948)

Метод определения	Микроповышения				Микропонижения			
	1-е опр.	2-е опр.	3-е опр.	4-е опр.	1-е опр.	2-е опр.	3-е опр.	4-е опр.
Метод дождевания	180	163	112	120	27	53	56	40
При постоянном давлении 5-см водяного столба . . .	292	455	248	224	48	30	64	60

Одним из существенных следствий значительного варьирования водопроницаемости почв в пространстве является и пестрота почвенного покрова. Глубоко идущие языки оподзоливания в почвах подзолистых, затеки гумуса в черноземах и т. д.— все это есть результат различной водопроницаемости почв под близ расположенными участками поверхности.

Как указывалось уже выше, коэффициент поглощения влаги, уменьшаясь с течением времени, стремится к некоторой постоянной величине, которая в дальнейшем уже не меняется, испытывая лишь небольшие колебания в ту и другую сторону. Расход воды, т. е. количество ее, просачивающееся через единицу площади, делается при этом постоянным и начинает подчиняться уравнению Дарси. Начиная с этого момента, водопроницаемость почвы может быть охарактеризована постоянной величиной — коэффициентом фильтрации (КФ).

Остановимся несколько на пояснении того, что представляет собой эта последняя величина. Исследуя движение воды через песок, Дарси установил, что это движение управляется законом, который может быть выражен следующей формулой:

$$Q = K \frac{h}{l} \omega,$$

где Q — объем воды, просочившейся через песок в единицу времени,
h — падение напора, или разность уровней верхней и нижней сторон песчаной колонны;
l — длина фильтрующей колонны песка, измеряемая по направлению движения воды;
ω — площадь поперечного сечения колонны;
K — некоторая постоянная величина, зависящая от свойств фильтрующей породы и фильтрующейся жидкости и называемая коэффициентом фильтрации.

Не трудно видеть, что величина K имеет размерность скорости. Для доказательства этого решаем последнее уравнение в отношении K:

$$K = \frac{Q \cdot l}{h \cdot \omega}.$$

Размерность величины Q равна $\frac{L^3}{T}$.
Размерность величины l равна L.
Размерность величины h равна L.
Размерность величины ω равна L^2.
Отсюда

$$[K] = \frac{\frac{L^3}{T} \cdot L}{L \cdot L^2} = \frac{L}{T}.$$

Следовательно, действительно, размерность величины K равна $\frac{L}{T}$, т. е. размерности скорости. Из этого, однако, не следует, что величина K, выражаемая обычно в сантиметрах в секунду, соответствует истинной скорости движения жидкости. Для того, чтобы найти истинную скорость движения жидкости, мы должны ее кажущуюся скорость разделить на величину действующей порозности, т. е. общей порозности минус объем, занятый связанной водой. Понятие о действующей порозности было введено Лебедевым (1936); Качинский (1945, стр. 167) называет ее активной порозностью.

Кажущаяся скорость равна:

$$v = \frac{Q}{\omega} = K \frac{h}{l}.$$

Истинная же скорость будет равна

$$u = \frac{v}{P_0},$$

где P_0 — активная порозность, т. е.

$$u = \frac{Q}{\omega P_0}.$$

В выражении

$$v = K \frac{h}{l},$$

учитывая, что величина $\frac{h}{l}$ представляет собой величину падения напора, приходящуюся на единицу длины пути фильтрации, мы можем назвать величину $\frac{h}{l}$ величиной напорного градиента.

Из вышеприведенной формулы мы видели, что

$$v = K \frac{h}{l}.$$

Следовательно, при условии, что

$$\frac{h}{l} = 1,$$

т. е. что градиент напора равен единице,

$$K = v.$$

Иными словами, величина коэффициента фильтрации равна кажущейся скорости фильтрации при уклоне, равном единице, или, что то же, при падении напора, равном 1 см водного столба на 1 см толщины фильтрующего слоя почвы.

Коэффициент фильтрации сильно меняется по профилю почвы в зависимости от различий по механическому составу и сложению между отдельными горизонтами почвы. Иллюстрируем это явление примерами.

На рис. 72 мы приводим величины коэффициента фильтрации лесной дерново-среднеподзолистой почвы, развитой на легком покровном суглинке, и подстилающих ее тяжелых суглинков: валунного и его дериватов, по данным Васильева (1950).

Из этого рисунка видно, что величина КФ с глубиной резко понижается. Особенно резкие скачки — в 2 и 3 раза — наблюдаются при переходе от слоя 0—50 к слою 50—100 см, от слоя 100—150 к слою 150—200 см и от слоя 300—350 к слою 350—400 см. В целом, на протяжении 4 м величина

КФ уменьшается почти в 90 раз (с 71,0 см/сутки в слое 0—50 см до 0,8 см/сутки в слое 350—400 см).

На рис. 73 мы приводим другой пример, заимствуя его из работы Долгополовой (1948). Он относится к мощным черноземам Казацкой степи. Для сравнимости рис. 72 и рис. 73 мы выразили и в этом случае КФ тоже в сантиметрах в сутки (в подлиннике он выражен в миллиметрах в час).

В этом случае изменение водопроницаемости по профилю имеет несколько иной характер. Наибольшая величина КФ наблюдается не в поверхностном слое, а на некоторой глубине, в одних случаях — в нижней части гумусового горизонта, в других — в карбонатно-иллювиальном горизонте. Однако во всех случаях в породе или в нижней части карбонатно-иллювиального горизонта наблюдается резкое снижение водопроницаемости —

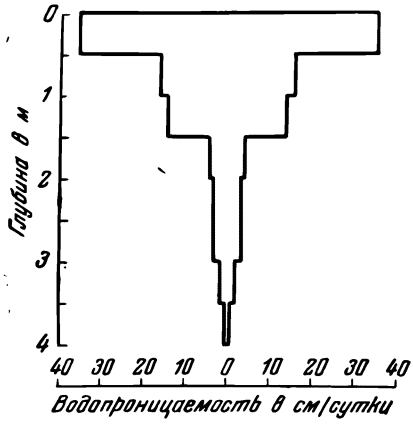


Рис. 72. Изменение водопроницаемости по профилю дерново-среднеподзолистой почвы, развитой на легком покровном суглинке, подстилаемом тяжелым песчанистым суглинком (по Васильеву).

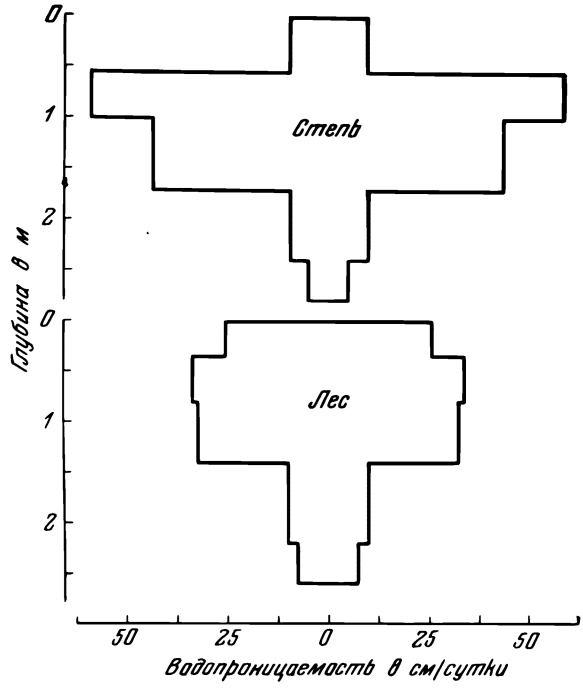


Рис. 73. Изменение водопроницаемости по профилю мощного суглинистого чернозема под целинной степью и под лесом (по данным Долгополовой).

до десятикратного по сравнению с наиболее водопроницаемым слоем. Обращает на себя внимание значительное снижение водопроницаемости в пахотном горизонте (разрез 5) по сравнению с целинной степью (разрез 1), вызванное, очевидно, неправильной агротехникой и распылением пахотного слоя.

Коэффициент фильтрации значительно понижается в слоистых почвенно-грунтовых толщах, когда слои почвы или грунта с более высокой водопроницаемостью чередуются со слоями с более низкой водопроницаемостью.

Впервые это явление было открыто и исследовано Лебедевым (1933 и 1936).

Лебедев изучал водопроницаемость искусственных экранов, составленных из чередующихся слоев торфа и песка. Он установил, что водопроницаемость, характеризуемая коэффициентом фильтрации (КФ) слоистой толщи, меньше, чем водопроницаемость каждого из материалов, взятых

для составления слоистой толщи, в отдельности. Иллюстрацию этого положения можно найти в табл. 96, которую мы заимствуем из работы Лебедева (1936, стр. 168 и сл.).

Таблица 96

Коэффициенты фильтрации песка, торфа и слоистого экрана, составленного из двух пар чередующихся слоев песка и торфа мощностью по 30 см каждый слой. Фильтрация снизу вверх

(по Лебедеву, 1936, стр. 168)

Дата определения	Материал	КФ в см/сек
24—25.VI	Песок	$32\,000 \cdot 10^{-7}$
	Торф	$500 \cdot 10^{-7}$
	Слоистый экран	$46 \cdot 10^{-7}$
25.VI	Песок	$27\,000 \cdot 10^{-7}$
	Торф	$650 \cdot 10^{-7}$
	Слоистый экран	$48 \cdot 10^{-7}$
26.VI	Песок	$79\,000 \cdot 10^{-7}$
	Торф	$1\,400 \cdot 10^{-7}$
	Слоистый экран	$48 \cdot 10^{-7}$

Вывод из этой таблицы ясен: слоистый торфяно-песчаный экран обладает водопроницаемостью значительно меньшей, чем водопроницаемость не только песка, но и торфа — компонента с минимальной водопроницаемостью. КФ слоистого экрана в 10—30 раз меньше, чем КФ торфа.

Из объяснения, которое Лебедев дает данному явлению (1936, стр. 167—168), можно понять, что уменьшение водопроницаемости он ставит в связь с задержкой в торфе над песчаными прокладками капиллярно подвешенной воды.

Рассуждение Лебедева касается, собственно говоря, не торфяно-песчаного экрана, а чернозема, в котором на некоторой глубине была заложена прокладка из песка, вызвавшая увеличение влажности чернозема над нею вследствие накопления капиллярно подвешенной влаги. Это увеличение влажности явилось причиной, по мнению Лебедева, уменьшения «...величины активной порозности фильтрации...». Правда, в слоистом экране фильтрация шла не сверху вниз, а снизу вверх. Но это, конечно, не меняет смысла соображений Лебедева, так как в этом случае капиллярно подвешенная влага создавалась, очевидно, не над нижней границей слоев торфа, а под их верхней границей.

Иными словами, Лебедев причиной уменьшения водопроницаемости считает увеличение влагоемкости торфа, сопряженное с задержкой капиллярно подвешенной влаги на границе раздела крупнопористый грунт—тонкопористый грунт.

С таким объяснением не соглашается Качинский (1945), который указывает на то, что задержанная таким образом влага «...легко преодолевается гидростатическим давлением гравитационной воды». Свои соображения Качинский подкрепляет ссылкой на поведение воды в лизиметрах, где гидростатического давления, равного 15 см водного столба, было еще недостаточно для прорыва капиллярно подвешенной воды, а давление, равное 30 см, уже вызвало этот прорыв.

Соображения Качинского по поводу того, что капиллярно подвешенная влага требует относительно невысоких давлений для своего прорыва, с качественной стороны представляются нам весьма вероятными. Однако ссылка на поведение воды в лизиметрах, установленных в горизонтах $A_п$ и $A_п + A_2$ (см. рис. 5 в цитированной работе Качинского), не очень убедительна, так как размер пор в этих горизонтах мог быть значительно более крупным, чем в сильно разложившемся торфе, фигурировавшем в опытах Лебедева. Учитывая предельные высоты капиллярного поднятия, о которых речь будет ниже, можно утверждать, что величина давления, необходимого для прорыва капиллярно подвешенной воды, может, вообще говоря, достигать в некоторых случаях 2—3 м и более водного столба. Вместе с тем мы не можем не согласиться с Качинским в том, что капиллярно подвешенная влага не является, во всяком случае, главной причиной низкой водопроницаемости слоистых экранов.

Влияние чередования слоев различного механического состава на водопроницаемость в смысле ее понижения наблюдал также Рыжов, независимо от Лебедева, хотя данные Рыжова были опубликованы позднее (1935 и 1940). Он отмечает, что наибольший эффект в отношении понижения водопроницаемости наблюдался при крупно-зернистом характере прослоек. Если же эти прослойки состояли из мелкозернистого песка, то их влияние на скорость фильтрации было значительно меньшим, вплоть до полного его исчезновения. В природных условиях действие крупнозернистых прослоек на водопроницаемость часто бывает не столь резким, как в условиях эксперимента, вследствие того, что эти прослойки нередко обладают заметной капиллярностью.

Дальнейшая экспериментальная разработка вопроса о влиянии слоистости на фильтрационные способности экранов изложена в цитированной уже выше работе Качинского (1945). Он, во-первых, подтвердил выводы Лебедева в отношении торфяно-песчаных экранов, показав при этом еще, что при увеличении числа слоев, даже с одновременным уменьшением их мощности, фильтрационная способность экранов резко снижается, в некоторых случаях доходя до нуля.

Далее Качинский показал, что экраны можно готовить и из других материалов, например различных слоев подзолистой почвы. В этом случае успешно применялись экраны из чередующихся слоев, составленных из материала, взятого из горизонтов A_2 и B_2 суглинистой подзолистой почвы, из песка и горизонта B_2 и, наконец, из одного и того же горизонта B_2, но различной влажности. Качинский подчеркивает, что водопроницаемость особенно резко снижалась при чередовании слоев различных материалов, взятых с различной влажностью. Важным является увеличение числа слоев с одновременным уменьшением их мощности. При одной и той же суммарной мощности слоистого экрана его фильтрационная способность тем меньше, чем из большего числа слоев он состоит.

В итоге рассмотрения вопроса о причинах малой водопроницаемости слоистых экранов Качинский пишет: «Важно создать в экране, по возможности, резкую смену порозности в отдельных прослойках... Сущность эффективности тонкослойного, многослойного почвенно-грунтового экрана как средства борьбы с фильтрацией воды сводится:

а) к созданию гетерогенных четочных капилляров в почве, типа Жаменовских цепочек;

б) к образованию в толще экрана максимального количества прослоек защемленного воздуха;

в) к увеличению трения: вода — почво-грунт;

г) к увеличению вязкости воды за счет наибольшего количества распыленного в ней воздуха;

д) к образованию в толще экрана ряда поверхностей раздела вода — воздух на границах отдельных слоев и к увеличению за счет этого капиллярного противодавления потоку фильтрующейся воды».

Разбирая эти положения Качинского, мы, со своей стороны, укажем, что непосредственно наиболее важными следствиями создания слоистых экранов являются феномены, указанные в положениях «а» и «б». Они, в свою очередь, являются причиной возникновения в толще экрана «...ряда поверхностей раздела вода — воздух...», которые, увеличивая капиллярное противодавление, и понижают фильтрацию (положение «д»). Однако защемление воздуха, как нам кажется, имеет, помимо увеличения капиллярного противодавления, еще одно следствие. Последнее заключается в том, что пузырьки защемленного воздуха, занимая просветы пор (и при этом по преимуществу крупных, так как вода имеет тенденцию втягиваться в наиболее тонкие поры), тем самым выключают эти наиболее крупные поры почти целиком из фильтрации, заставляя влагу при прохождении через эти поры двигаться в форме тонких пленок по внутренней поверхности пор. Именно в этом случае особенно большое значение приобретают силы трения. Что же касается вязкости воды, содержащей распыленный воздух, то это явление, при малых скоростях фильтрации, когда воздух имеет возможность быстро выделяться из воды, нам представляется имеющим второстепенное значение.

•

3. ПРОСАЧИВАЮЩАЯСЯ ГРАВИТАЦИОННАЯ ВЛАГА

Коэффициент поглощения, с которым мы познакомились в предыдущем разделе настоящей главы, представляет собой количественную характеристику процесса поступления влаги в почву, причем процесс рассматривается чисто статистически, без рассмотрения самого механизма передвижения воды в почве.

Между тем этот механизм в почвах и грунтах различного механического состава оказывается также различным, мимо чего пройти нельзя.

К большому сожалению, фактического материала, касающегося вопроса об этом механизме, в литературе мы находим очень мало, в связи с чем этот вопрос будет освещен нами очень скудно.

Впервые соображения о различных видах просачивания влаги через почвенную толщу были высказаны, повидимому, Высоцким (1933). Он различает два типа поступления влаги в почву: «инфлюкционный» и «инфильтрационный». Первый из них характеризуется тем, что вода затекает в такие грунты главным образом по трещинам — постоянным или периодически возникающим вследствие высушивания почвенно-грунтовой толщи. Такой тип свойствен «горно-каменным» породам, но также и плотным глинистым породам, в которых инфлюкция сочетается с инфильтрацией.

Инфильтрационный тип поступления влаги в почву, по Высоцкому, свойствен «...более равномерно проницаемым почво-грунтам, менее склонным к образованию глубоких раскрывающихся трещин. Сюда относятся почво-грунты более или менее песчанистые, лессовые и лессовидные. В них вода проникает путем просачивания между почвенными частицами, более или менее равномерно».

Весьма интересный, повидимому, единственный в своем роде материал по вопросу о просачивании воды в грунтах средне- и крупнозернистых при н е п о л н о м их насыщении мы находим в работе Проскурникова (1948). Свои опыты Проскурников вел в лабораторных условиях, в насыпных колоннах. Меняя интенсивность подачи влаги на верхнюю поверхность колонны в пределах от нуля до величины, равной коэффициенту фильтрации, Проскурников создавал в песчаной колонне различную влажность

и определял, при установившемся потоке, скорость инфильтрации, соответствующую этой влажности.

На рис. 74 изображено в качестве примера распределение влажности в песчаной колонне в одном из опытов Проскурникова — с песком «К» (0,5—0,25 мм) при различных инфильтрационных расходах. Этот рисунок вполне репрезентативен и для всех остальных аналогичных опытов, проведенных с другими фракциями и песками.

На рис. 75, заимствуемом из той же работы Проскурникова, изображена зависимость скорости инфильтрации от влажности для четырех песчаных фракций. Скорость инфильтрации выражена в 10^{-3} см/сек, а влажность — в объемных процентах. В табл. 97 (см. стр. 302) мы приводим результаты опытов Проскурникова с теми же четырьмя фракциями песка в цифровой форме.

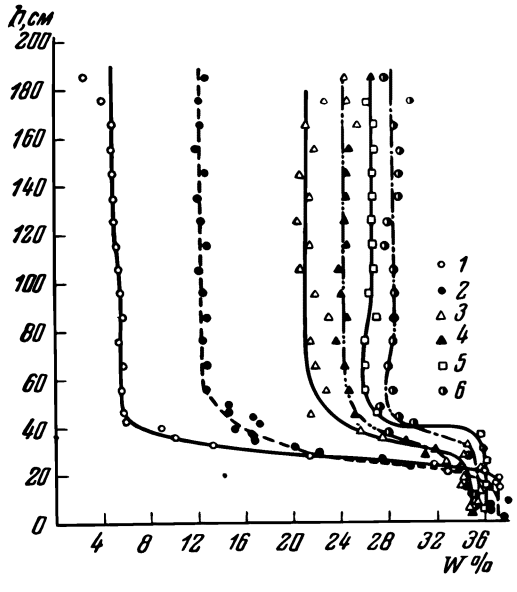


Рис. 74. Кривые распределения объемной влажности W по высоте h при различных установившихся значениях скорости инфильтрации v_w (песок — фракция $0{,}5 > d > 0{,}25$ (данные Проскурникова).

1 — опыт № 111, $v_w = 0$; *2* — опыт № 141, $v_w = 0{,}51 \cdot 10^{-3}$ см/сек; *3* — опыт № 153, $v_w = 3{,}4 \cdot 10^{-3}$ см/сек; *4* — опыт № 154, $v_w = 4{,}87 \cdot 10^{-3}$ см/сек; *5* — опыт № 138, $v_w = 10{,}2 \cdot 10^{-3}$ см/сек, *6* — опыт № 160, $v_w = 10{,}4 \cdot 10^{-3}$ см/сек.

Из всех этих данных мы видим, что скорость инфильтрации (истинная) варьирует, в зависимости от крупности песка и от степени заполнения пор влагой, от тысячных до десятых долей сантиметра в секунду.

Проскурников отмечает, что процесс инфильтрации воды в грунтах может идти по-разному. «Так, при одних условиях обеспечивается практически полное заполнение пор грунта водой, и движение ее может рассматриваться как движение в сплошной среде. Такое движение подчиняется обычным законам фильтрации. При других же условиях, когда поры грунта далеко не полностью заполнены водой, передвижение последней может быть представлено отдельными, обособленными струями, обтекающими частички грунта тонким слоем (гравитационная пленка). Законы такого передвижения воды нам неизвестны».

«Согласно описываемым условиям,— пишет далее Проскурников,— гравитационную воду, обнаруженную в разрезе, надо разделить на зоны сплошной фильтрации, куда должна быть отнесена капиллярная и свободная вода, и на зоны аэрации (неполного заполнения пор водою), куда должна быть включена гравитационная пленочная вода. Эти зоны чередуются, и при установившемся инфильтрационном процессе их может быть столько, сколько различных слоев грунта, составляющих разрез.

Необходимо заметить, что строго провести между этими зонами границу трудно, так как в действительности имеем как вклинивание, так и переход одних зон в другие. Кроме того, необходимо добавить, что в зонах аэрации будет находиться не только гравитационная пленочная вода в буквальном смысле слова, но и вода скоплений (замкнутая капиллярная вода) в отдельных углах пор, удерживаемая менисковыми силами

(т. е. вода манжет.— *А. Р.*). Несмотря на это, мы сохраняем за всей водой этих зон наименование гравитационной пленочной, изучаем ее движение в совокупности, приписывая при этом главную роль движению пленки».

Передвижение «гравитационной пленочной» воды Проскурников представляет себе следующим образом:

«Соседние поры грунта по вертикали имеют на границе скопления воды с менисками, обращенными в область обеих пор. Эти скопления при состоянии максимального молекулярного насыщения будут либо в покое, либо совсем отсутствовать. При подаче некоторого расхода воды поры грунта будут сверху заполняться водой, равновесие в указанных скоплениях будет нарушаться, и они лишнюю часть воды будут отдавать в нижележащую пору, которая претерпит то же изменение и со своей стороны передаст

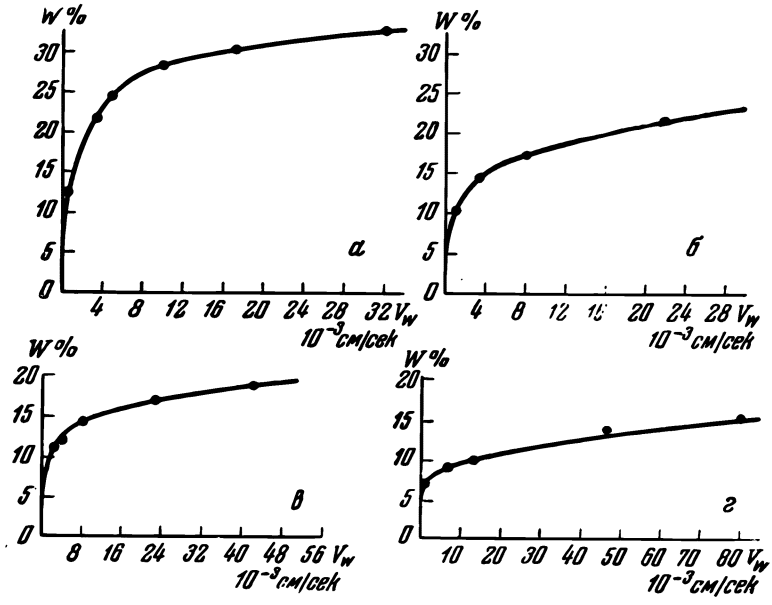


Рис. 75. Кривые зависимости скорости инфильтрации v_w от объемной влажности w для песков разных фракций.

а — для песка «*К*», фракция $0{,}5 > d > 0{,}25$; *б* — для песка «*И*», фракция $1 > d > 0{,}5$; *в* — для песка «*Е*», фракция $2 > d > 1$; *г* — для гравелистого песка «*Ж*», фракция $5 > d > 2$ (данные Проскурникова)

воду в следующую, и т. д. Продвижение воды из одной поры в другую нам представляется в виде движения гравитационной пленки, обтекающей поверхность частиц грунта..

Модель этого явления можно представить на четочном капилляре. Если в такой капилляр подавать воду сверху, то можно наблюдать неполное заполнение его широкой части и проследить, как вода узких скоплений реагирует на вновь прибывающую к ним воду и как из них она стекает по стенкам в нижнюю, расширенную часть капилляра».

По поводу этих представлений Проскурникова можно сделать следующие замечания.

Само представление Проскурникова о том, что в известных условиях передвижение гравитационной воды в грунте имеет форму стекания относительно толстых водных пленок по поверхности части грунта, нам представляется вполне отвечающим действительности. Однако едва ли можно считать обязательным, чтобы стекание воды при этом происходило бы через «скопления воды на границе соседних пор». В зависимости от размера

Таблица 97

Зависимость скорости инфильтрации воды в песчаных колоннах от влажности песка при неполном его насыщении

(по данным Проскурникова, 1948)

Фракции	Объемный вес в г/см³	Объемная влажность при полном насыщении в %	Коэффициент фильтрации $\times 10^{-3}$ см/сек	Средняя объемная влажность в %	Скорость инфильтрации $\times 10^{-3}$ см/сек	Истинная скорость инфильтрации $\times 10^{-3}$ см/сек	Соответств. интенсивность дождя в мм/мин
0,5—0,25 мм	1,68	31	22	5,0	0,0	0,0	0,0
	1,66	—	39	12,4	0,6	8,1	0,36
	1,68	39	34	21,6	3,4	20,4	2,04
	1,68	40	—	24,4	4,9	25,3	2,92
	1,66	37	39	27,0	10,2	46,4	6,12
	1,68	37	31	28,3	10,4	44,9	6,24
	1,68	32,6	30	32,3	30,4	111,3	—
1,0—0,5 мм	1,66	32,6	119	4,6	0,0	0,0	0,0
	1,68	35	124	10,2	1,2	21,4	0,7
	1,68	34	124	14,0	3,5	37,2	2,1
	1,66	—	—	15,0	3,4	32,6	2,0
	1,66	34	145	16,8	8,2	67,1	4,9
	1,66	35	127	21,4	22,9	136,2	13,7
2,0—1,0 мм	1,66	41	—	4,6	0,0	0,0	0,0
	1,66	41	—	8,0	0,9	26,4	0,5
	1,66	—	—	11,0	1,6	25,0	1,0
	1,66	38	—	12,0	4,5	60,8	2,7
	1,66	—	—	14,2	8,5	88,6	5,1
	1,66	40	—	17,0	22,9	185,0	13,7
	1,66	—	—	18,6	42,5	301,0	25,5
	1,66	36	—	19,2	61,2	420,0	36,7
5,0—2,0 мм	1,68	33	—	4,5	0,0	0,0	0,0
	1,68	40	—	9,3	6,5	136	3,9
	1,68	38	—	10,2	12,8	224	7,6
	1,68	40	—	14,6	46,4	458	27,8
	1,67	41	—	15,7	80,0	716	48,0

частиц грунта таких скоплений может и не возникать, что, как нам кажется, имеет место в грунтах крупнозернистых — типа галечников и гравиев. Возможно, что нижней границей размера частиц таких грунтов является 1 мм, установленный Васильевым, но возможно, что этот предел лежит и несколько выше. В таких грунтах вода не образует капиллярных перемычек в суженных участках почвенных пор и может только образовать капиллярные манжеты в точках контакта частиц между собой. Вода через такие грунты стекает, действительно, в форме пленок по поверхности частиц, а при интенсивном поступлении воды — в форме струй, которые могут даже заполнять целиком почвенные поры.

В грунтах среднезернистых — песках — просачивание воды может идти так, как это рисует Проскурников, т. е. в форме пленок по поверхно-

сти частиц, проходя при этом через капиллярные перемычки, создающиеся в сужениях почвенных пор. При интенсивном поступлении воды и в этом случае она будет заполнять поры целиком, что и наблюдалось в опытах Проскурникова при высоких степенях влажности песчаных колонн.

Нам представляется не вполне удачным термин «гравитационная пленочная вода». Под пленочной водой, в соответствии с предложениями Лебедева (которые, судя по контексту работы Проскурникова, последним разделяются), принято понимать воду связанную. Под гравитационной же водой принято понимать воду вполне свободную, передвигающуюся вниз под преобладающим влиянием силы тяжести, хотя на скорость передвижения этой воды могут одновременно влиять и другие силы (например, капиллярные). Поэтому в выражении «гравитационная пленочная вода» с точки зрения существующей терминологии имеется известное внутреннее противоречие. Термин, введенный Лебедевым, настолько широко и прочно вошел в научный обиход, что называть этим же термином влагу совершенно иной категории не следует во избежание путаницы.

Мы, со своей стороны, предложили бы влагу, стекающую в виде пленок по поверхности частиц, называть «гравитационной обтекающей водой», противополагая ее воде «гравитационной фильтрующейся», которая заполняет почвенные поры и системы пор целиком.

Выделяя указанные виды просачивающейся гравитационной влаги, мы ни на минуту не должны забывать, что это выделение является до известной степени абстракцией и что в природе мы чаще всего наблюдаем одновременное существование разных видов просачивающейся гравитационной влаги.

4. ПОДПЕРТАЯ ГРАВИТАЦИОННАЯ ВЛАГА

Мы уже указывали в первом разделе настоящей главы, что условием, необходимым для возникновения в данном слое почвенно-грунтовой толщи подпертой гравитационной влаги, является подстилание этого слоя другим слоем, с меньшей водопроницаемостью. Одновременно нами был разобран механизм образования подпертой гравитационной влаги и указаны ее важнейшие свойства — гидравлическая сплошность и способность, при некоторой минимальной мощности ее тела, изливаться из стенок искусственных или естественных разрезов.

Мы указывали также, что тот уровень, на котором появляется зеркало свободной воды в разрезе, т. е. «зеркало грунтовых вод» в почвенно-грунтовой толще, делит тело подпертой гравитационной влаги на две части: находящуюся под этим уровнем и находящуюся над этим уровнем. Первую мы условимся называть з о н о й н а с ы щ е н и я, а вторую — к а п и л л я р н о й к а й м о й. Влага, которая может изливаться из зоны насыщения, образует горизонт грунтовых — в широком смысле этого слова — вод[1].

Содержание и распределение влаги в указанных двух зонах, как мы это сейчас увидим, различно.

А. Зона насыщения

Мощность зоны насыщения, во-первых, как правило, бывает переменной, а во-вторых, может быть весьма различной по своей величине — начиная от нескольких дециметров и кончая многими метрами и десятками

[1] Вопрос о возможном подразделении грунтовых вод с почвоведческой точки зрения мы рассмотрим ниже.

метров. Ее нижней границей является верхняя граница водоупорного слоя, а верхней границей — зеркало воды, в том смысле, в каком мы условились применять это выражение. Глубина этого зеркала может сильно колебаться во времени. В тех случаях, когда мощность зоны насыщения невелика, эта зона, при большом расходе воды на стекание, просачивание или на десукцию, может периодически исчезать. В таких случаях мы можем говорить о временном горизонте грунтовых вод.

При наличии значительных колебаний верхней границы зоны насыщения мы можем различать в ней подзону постоянного насыщения и подзону периодического насыщения. Граница между ними будет проходить на уровне наибольшей глубины опускания зеркала грунтовых вод.

В зоне насыщения, как это следует из самого ее названия, мы вправе, казалось бы, ожидать полного насыщения почвы или грунта водой, т. е. влажность под зеркалом грунтовых вод должна, казалось бы, равняться всегда величине ПВ. Однако на самом деле это не так.

Многочисленные наблюдения показывают, что насыщенность почвы или грунта влагой до величины полной влагоемкости отнюдь не является ни необходимым, ни достаточным условием для возникновения грунтовых вод. В очень многих случаях грунтовые воды в природе возникают при влажности почвы или грунта, заметно не достигающей величины ПВ. С другой стороны, в некоторых случаях полная насыщенность почвы не обеспечивает появления грунтовых вод.

Разберем оба эти случая.

Тот факт, что влажность почвы не достигает величины ПВ даже под зеркалом грунтовых вод, т. е. в зоне насыщения, объясняется тем, что в почвенной толще могут сохраняться отдельные, замкнутые со всех сторон скопления воздуха. Такой воздух называется защемленным воздухом. Его появление объясняется весьма просто. Если влага поступает в почву сверху — что чаще всего и имеет место в природе,— то она начинает заполнять собою поры почвы. Содержавшийся в этих порах воздух сжимается и стремится выйти из почвы. Если влага поступает медленно, постепенно, значительная часть воздуха успевает выйти по тем «капиллярам», которые остаются незанятыми влагой, обычно по более крупным. Однако и в этом случае возможно, что отдельные почвенные поры замкнутся водой со всех сторон прежде, чем из них успеет выйти воздух. Особенно же много должно оставаться воздуха в тех случаях, когда влага поступает в почву с большой интенсивностью, например во время ливней или при дружном снеготаянии. В этих случаях влага поступает прежде всего в крупные поры, которые заполняются настолько быстро, что из мелких пор воздух выходить не успевает и значительная его часть оказывается замкнутой, т. е. защемленной. Очень способствует защемлению воздуха наличие структуры, при относительно малом поперечнике межструктурных трещин, что нередко наблюдается в глинистых и суглинистых грунтах. В этих случаях просачивающаяся вода быстро заполняет межструктурные трещины, в то время как внутри структурных отдельностей сохраняется защемленный воздух.

Очевидно, что защемленный воздух находится обычно под давлением более высоким, нежели атмосферное.

Однако защемленный воздух может появляться в почве не только при поступлении воды сверху, но и при капиллярном ее поднятии снизу. Материал, иллюстрирующий это явление, мы находим, например, в работе Васильева (1950). Он определял в цилиндрических монолитных образцах высотой 5 см, величины капиллярной и полной влагоемкости среднеподзолистой почвы, развитой на легком покровном суглинке. Определение велось путем капиллярного насыщения образцов снизу при определении КВ и путем полного погружения образцов в воду при последующем опре-

делении ПВ. Одновременно величина ПВ определялась расчетным путем, по формуле, приведенной выше. Результаты определений приводятся в табл. 98.

Таблица 98

Величины капиллярной (КВ) и полной (ПВ) влагоемкостей среднеподзолистой лесной легкосуглинистой почвы

(по данным Васильева, 1950)

Горизонт	Глубина взятия образца в см	КВ, определенная в % от веса сухой почвы	ПВ в % от веса сухой почвы		Разность между величинами ПВ (вычисленной) и КВ		
			определенная	вычисленная	в % от веса сухой почвы	в % от объема почвы	в % от величины ПВ
A_0	0—4	727,0	755,0	1 056,0	329,0	29,8	31,3
A	4—9	86,7	90,9	108,0	21,3	14,1	19,3
A_1	9—16	46,4	47,4	56,3	9,9	10,2	17,1
A_2	16—25	32,8	32,5	37,2	4,7	5,9	12,0
A_2	25—35	26,7	26,5	31,5	4,8	6,9	15,2
B	35—45	23,9	24,2	27,9	4,0	6,2	14,4
B	45—55	22,8	22,8	27,2	4,4	6,9	16,2
BC_1	55—65	21,9	21,9	25,6	3,7	6,0	14,5
C_1	65—75	21,0	21,3	24,8	3,8	6,2	15,3
C_2	85—95	19,6	19,4	23,5	3,9	6,5	16,5
C_3	100—110	17,5	17,9	21,3	3,8	6,5	17,6
	120—130	17,5	17,8	21,1	3,6	6,2	17,4
	140—150	18,3	17,8	21,0	2,7	4,3	12,0
Среднее . .	16—150	22,2	22,2	26,1	3,9	6,2	15,1

Из этих данных мы видим, что даже при длительном, продолжавшемся много суток, насыщении маленьких (5 см высоты) образцов, после предварительного капиллярного насыщения снизу, полное заполнение пор водой все же не достигается и в среднем около одной шестой части общего объема пор остается заполненным воздухом, который мы и должны рассматривать как защемленный. При этом величины КВ и ПВ (при экспериментальном определении) оказались равными, т. е. погружение образцов в воду не вызвало вытеснения из них воздуха, защемленного при капиллярном насыщении.

Аналогичная картина была получена и Громовой (Васильев, 1950) при насыщении метровых монолитов той же почвы с целью определения их водоотдачи. Насыщение монолитов в ее опытах велось снизу, медленно, путем постепенного подъема пьезометрического уровня в сообщающейся с монолитом внизу воронке.

Результаты получились следующие (средние величины из параллельных определений на двух монолитах):

Рассчитанная ПВ слоя 3—88 см . . . . . 440,9 мм водного слоя
Экспериментально найденная . . . . . 357,6 » » »

Разность . . . . . 93,3 мм

что составляет свыше 21% от величины ПВ, или, что то же, от величины общей порозности.

По данным Смиса и Броунинга (Smith and Browning, 1942), при обычном лабораторном насыщении почвенных образцов, в последних остается защемленный воздух, среднее содержание которого, по опытам этих исследователей, достигло 9% от общей порозности, а максимальное — 22%.

Кристиансен (Christiansen, 1944) смог добиться полного удаления защемленного воздуха, лишь применяя вакуум, достигавший в его опытах 29 дюймов ртутного столба, т. е. почти 1 атм.

Таким образом, как при поступлении воды сверху, так и при самом медленном и постепенном поступлении ее снизу,— все равно в зоне насыщения остается значительное количество защемленного воздуха, содержание которого может достигать 15—20% от общей порозности. Действительно полного насыщения почвы влагой можно достичь лишь в вакууме, когда весь содержащийся в почве воздух может быть удален целиком.

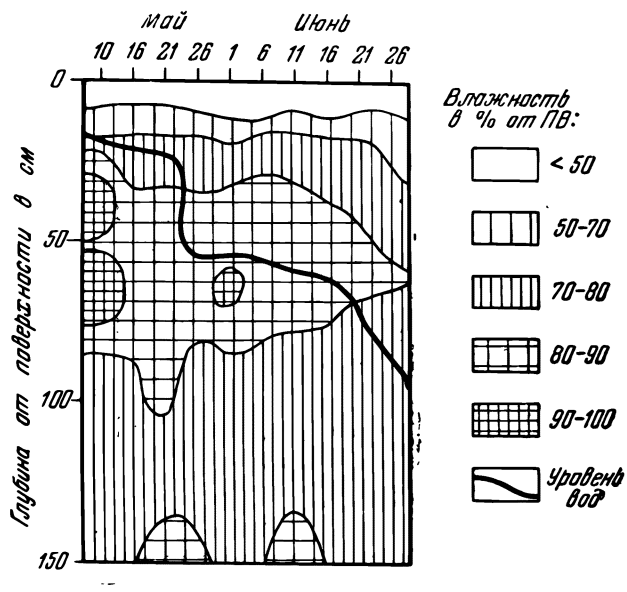


Рис. 76. Колебания уровня почвенно-грунтовых вод на фоне влажности почвы (по данным Васильева).

Присутствие защемленного воздуха в зоне насыщения, под зеркалом грунтовых вод, в природных условиях доказывается многочисленными данными. Приведем для иллюстрации наблюдения Васильева (1950), относящиеся к среднеподзолистой лесной почве на легком покровном суглинке. Грунтовые воды в этой почве появляются всегда весной, во время снеготаяния, а нередко и летом или осенью, при выпадении обильных дождевых осадков (Роде, 1950а).

На рис. 76 изображено изменение глубины уровня грунтовых вод, т. е. верхней границы зоны насыщения, по наблюдениям Васильева в лесной среднеподзолистой почве на легком покровном суглинке, подстилаемом мореной, за май—июнь 1940 г. Колебания уровня изображены на фоне изменений влажности почвы. Мы видим из этого рисунка, что влажность почвы под уровнем грунтовых вод, т. е. в зоне насыщения, нигде не достигает полного насыщения, варьируя чаще всего в пределах 70—90% от величины ПВ. Это указывает на то, что защемленный воздух всегда присутствует в почве под зеркалом грунтовых вод, т. е. в зоне насыщения, и что полная насыщенность не является необходимым условием, а наличие защемленного воздуха отнюдь не служит препятствием для появления грунтовых вод.

При длительном затоплении почвы водою, т. е. при длительном существовании грунтовых вод в подзоне постоянного насыщения, защемленный воздух может постепенно выделиться из почвенной толщи путем растворения в почвенной влаге и медленной диффузии в атмосферу. Этому будет способствовать то обстоятельство, что защемленный воздух находится

под повышенным давлением, которое создается как гидравлическим давлением грунтовых вод, так и капиллярными силами, втягивающими почвенную влагу в наиболее узкие поры. Повышенное давление повышает растворимость воздуха в почвенной влаге, а следовательно, и концентрацию растворенного воздуха в почвенной влаге, по сравнению с почвенной влагой, находящейся в тех слоях почвенной толщи, которая обладает свободным газообменом с внешней атмосферой. Благодаря этому воздух должен постепенно диффундировать от мест с более высокой концентрацией к местам с меньшей концентрацией и выделяться, в конце концов, в атмосферу.

Процесс этот идет весьма медленно. По мнению Покровского (1933), защемленный воздух может существовать в течение многих месяцев.

С другой стороны, те слои почвенной толщи, которые находятся постоянно под уровнем грунтовых вод (например, глеевые горизонты болотных почв), повидимому, вообще лишены или почти лишены защемленного воздуха (Роде, 1950а, стр. 41).

Защемление воздуха может происходить не только в отдельных порах или системах пор почвы или грунта. В тех случаях, когда мы имеем дело с толщей неоднородной по гранулометрическому составу, т. е. с толщей слоистой, защемленный воздух может оказываться приуроченным к целым слоям почвы или грунта. Такое явление было описано нами (Роде, 1950а, стр. 37 и сл.) при том случае, когда легкий покровный суглинок подстилался более тяжелой породой. При быстром насыщении влагой покровного суглинка, например во время снеготаяния или во время выпадения ливневых осадков, в его толще создается слой подпертой гравитационной влаги, в то время как в тяжелом подстилающем суглинке сохраняется много воздуха. Вследствие этого в верхней части подстилающего суглинка, под поверхностью его контакта с легким суглинком, создается воздушная «подушка», представляющая собою слой подстилающего суглинка, содержащий большое количество воздуха.

Васильев (1950, стр. 131 и сл.) показал, что содержание в почве защемленного воздуха изменяется во времени, причем в общем защемленного воздуха содержится в почве — в подзоне периодического насыщения — тем больше, чем сильнее и глубже просыхала почва в предшествующий период.

Если полная насыщенность почвенной толщи влагой не является условием, необходимым для появления грунтовых вод, то она не всегда является и условием, достаточным для этого.

Как мы уже знаем, при достаточно тяжелом гранулометрическом составе и отсутствии структуры, влага, даже при полном насыщении ею почвы, целиком будет находиться в связанном состоянии. Силы, удерживающие влагу в этом случае, настолько велики, что гидравлическое давление, развиваемое водным телом, не может их преодолеть и вызвать вытекание влаги из искусственного разреза, вследствие чего грунтовые воды появиться не могут. О гидравлическом давлении в этом случае, в сущности, говорить вообще нельзя, так как связанная влага, будучи скреплена, если можно так выразиться, в бесчисленном количестве точек с почвенными частицами, гидравлическое давление передавать не способна.

Существенным является вопрос о том, при какой степени насыщения почвы влагой исчезает гидравлическая сплошность подпертой гравитационной влаги. Мы не нашли в литературе данных, которые позволили бы ответить на этот вопрос, за исключением данных Проскурникова, относящихся к тонкозернистому песку, в котором гидравлическая сплошность, судя по скачку в пьезометре, исчезала при влажности, близкой к 80—85% от полной влагоемкости (Проскурников, 1948б, стр. 154, рис. 1, *а*).

Б. Капиллярная кайма

Переходим теперь к вопросу о распределении и поведении воды в капиллярной кайме.

В первом разделе настоящей главы мы уже указывали на то, что распределение влаги в капиллярной кайме аналогично тому распределению влаги в колонне из почвы или грунта, опущенной нижним концом в воду, которое устанавливается по прошествии более или менее длительного времени, т. е. после того, как распределение влаги сделается более или менее близким к «равновесному».

Хорошо известно, что вода из внешнего сосуда капиллярно поднимается по колонне почвы или грунта. Возможность такого поднятия определяется тем фактом, что поры почвы и грунта, как правило, обладают столь малыми размерами, что при поступлении в эти поры влаги на поверхности, ограничивающей скопления последней, возникают вогнутые мениски различной кривизны, благодаря чему создается возможность для возникновения и проявления капиллярных, или менисковых сил.

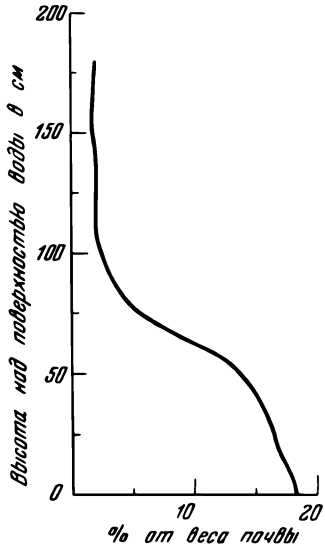


Рис 77. Равновесное распределение влаги в песчаной колонне после стекания избыточной воды (по Проскурникову).

Эта возможность может быть доказана путем весьма простого опыта. Если мы возьмем стеклянную трубку, наполним ее какой-либо почвой или грунтом и опустим конец этой трубки в воду, мы заметим, как в почвенной колонке, заключенной в трубку, начнет подниматься влага; передвижение ее легко заметить по изменению (потемнению) цвета почвенной колонки. Такое восходящее передвижение влаги в почвенной колонке и обусловливается капиллярными силами. Аналогичный результат можно получить и в том случае, если вместо трубки с насыпной почвенной колонной мы возьмем монолит почвы в ее естественном сложении.

Поднятие воды в почвенной колонне с течением времени будет замедляться, как это не трудно установить, отмечая периодически на стенке стеклянной трубки положение границы смачивания. По прошествии некоторого времени, измеряемого часами или немногими днями для песчаных грунтов и многими неделями и даже месяцами для грунтов тяжелого механического состава, капиллярный подъем воды в колонне почти прекращается, достигнув своей наибольшей величины. Полного прекращения подъема, особенно для грунтов тяжелого механического состава, добиться не удается, так как капиллярное передвижение в дальнейшем переходит в пленочное.

Если мы определим распределение влаги в почвенной колонне после того, как влага достигнет такого условно равновесного состояния, то окажется, что влажность в колонне снизу вверх уменьшается, как это видно на рис. 77.

Влагу, которая капиллярно всасывается в почву при таком опыте и которая находится в гидростатическом равновесии со свободной водой во внешнем сосуде, куда погружен нижний конец почвенной колонны, принято называть, по удачному предложению Качинского (1934), влагой капиллярно подпертой, так как она как бы подпирается свободной водой, находящейся во внешнем сосуде. Ее подпор вызывается

разностью поверхностных давлений: нормального — во внешнем сосуде с водой и пониженного — под теми менисками, которые слагают собою верхнюю поверхность водного тела, всосанного в почвенную колонну.

Сопоставляя результаты описанного только что опыта с природными условиями, мы должны прежде всего констатировать, что в природе никакого внешнего сосуда со свободной водой, которая может оказывать «подпирающее» действие на капиллярную воду в колонне почвы, нет. Тем не менее капиллярно подпертая вода в природе существует и возникает в слое грунта, непосредственно прилегающем к поверхности, или «зеркалу», грунтовой воды. В этом случае подпор влаги, находящейся в капиллярной кайме, осуществляется той влагой, которая наполняет зону насыщения слоя подпертой гравитационной влаги и сама, в свою очередь, подпирается водоупорным слоем.

Содержание влаги в капиллярной кайме обычно уменьшается снизу вверх. Иллюстрацию этого можно найти на рис. 77, на котором изображено, по данным Проскурникова (1948б), равновесное распределение влажности в насыпных песчаных колоннах высотой 181 см из тонкозернистого саблинского песка.

На рис. 77 мы видим следующую картину распределения влаги. Всю колонну в отношении содержания влаги можно разделить на три части: а) нижнюю — от 0 до, примерно, 35—40 см, с наибольшей и одинаковой влажностью, равной приблизительно 30%, б) среднюю, переходную,— от 35—40 до 100 см, в пределах которой влажность падает снизу вверх

Таблица 99

Равновесное распределение влаги над уровнем грунтовой воды в монолите тонких глинистых песков

(по данным Васильева, 1937)

Высота над уровнем грунтовой воды в см	Содержание влаги	
	в % от веса сухой почвы	в % от полной влагоемкости
123—118	8,8	23,6
114—109	7,4	22,6
107—102	7,9	25,2
100—95	10,0	33,3
93—88	12,4	44,0
86—81	13,1	47,8
79—74	16,2	58,9
72—67	18,8	68,2
65—60	19,8	70,0
58—53	21,7	76,8
51—46	21,8	77,3
45—40	23,4	82,4
37—32	24,9	87,2
30—25	26,2	91,0
23—18	27,3	93,8
16—11	26,7	92,3

от 30 до 4—5%, и в) верхнюю, от 100 до 180 см, в которой влажность остается примерно постоянной и равной в среднем 4%. К капиллярной кайме относятся первая и вторая части.

Высота колонны, по данным Проскурникова (1948а), не оказывает существенного влияния на влажность, в частности на влажность нижней зоны, вопреки указаниям Лебедева (1936, стр. 134).

Для того чтобы показать, что аналогичное распределение влаги мы находим и при естественном залегании почв и грунтов, мы приводим еще табл. 99 и соответствующий ей рис. 78. Эти данные заимствованы из работы Васильева (1937) и изображают равновесное распределение влаги в тонких глинистых песках, полученное в результате наблюдений над монолитом, нижний конец которого был опущен в воду.

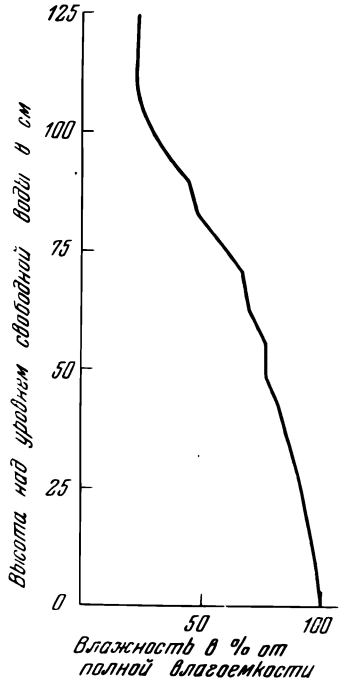


Рис. 78. Распределение капиллярно подпертой влаги в почвенной толще (по данным Васильева)

Такое постепенное уменьшение содержания влаги по направлению вверх объясняется следующим образом.

Во всяком грунте или почве мы находим поры различного размера. Благодаря этому столбики капиллярной влаги в грунте создаются различной высоты, зависящей от поперечника той поры, в которой находится верхний мениск. В слое грунта, непосредственно прилегающем к уровню свободной воды, заполнены все поры (кроме занятых защемленным воздухом), так как даже в самых крупных из них высота капиллярного подъема достаточно для этого велика. Степень заполнения порового пространства поэтому близка к 100% (см. рис. 77 и 78).

По мере удаления от зеркала грунтовой воды вверх начинают встречаться поры и пустоты, в которых образовались мениски, ограничивающие поверхность капиллярной каймы сверху. Поверхностное давление таких менисков уже настолько велико, что оно не позволяет воде подняться выше. Вначале такие мениски мы будем находить лишь в наиболее крупных порах. Но чем дальше вверх, тем больше величина гидравлического давления, создаваемого капиллярной водой, и тем меньше должно быть слагающееся с ним поверхностное давление менисков. Поэтому такие венчающие поверхность капиллярной каймы мениски будут встречаться во все более и более мелких порах, в то время как более крупные поры и подавно уже будут оставаться пустыми. Вследствие этого содержание влаги по направлению вверх будет все более и более уменьшаться, вплоть до той наибольшей высоты, до которой влага может подняться в данном грунте. В песке, к которому относится рис. 77, эта высота равна примерно 100 см. Влага, находящаяся в еще выше лежащих слоях, удерживается уже иными силами и иным образом. О ней мы говорили в предшествующей главе.

Романов (1949) указывает, что кривая распределения влаги в капиллярной кайме имеет форму равнобочной гиперболы и может быть выражена уравнением:

$$W_к = \frac{2\sigma a}{h_{к\,\nu}} C,$$

где $W_к$ — капиллярная влагоемкость на высоте $h_к$;
σ — поверхностное натяжение воды (в г/см);
ν — плотность воды;
C — коэффициент размерности, равный 1 см^2;
a — коэффициент, который, при условии равномерного распределения пор по размерам, равен:

$$a = \frac{S_0}{r_{max}},$$

где S_0 — общая площадь пор;
r_{max} — максимальный радиус пор.

Какова же может быть предельная мощность капиллярной каймы или предельная мощность капиллярного подъема влаги в различных почвах и грунтах?

Выше мы указывали на то, что в цилиндрических капиллярах предельная высота подъема может быть вычислена по формуле Жюрена:

$$H = \frac{0{,}15}{r},$$

где H — высота капиллярного подъема в сантиметрах;
r — радиус капилляра, тоже в сантиметрах.

Были сделаны попытки применить эту формулу к грунтам. Здесь мы сейчас же сталкиваемся с той трудностью, что совокупности пор, имеющихся в грунте, никак не могут быть уподоблены цилиндрическим капиллярам, ибо, как мы знаем, поперечник пор не представляет собой определенной величины, а меняется в известных пределах. Однако для некоторых простейших случаев мы можем все же произвести соответствующий расчет, исходя из некоторых закономерностей, установленных для «идеальной почвы».

Представим себе колонну, состоящую из шарообразных частиц одинакового размера. Из сказанного в главе II мы знаем, что капиллярное равновесие в такой колонне может устанавливаться двояким образом. Если мы опустим нижний конец такой колонны с сухой «идеальной почвой» в воду, то по окончании капиллярного подъема воды в колонне верхние граничные мениски остановятся в наиболее расширенных участках почвенных пор (ср. рис. 14,*а*). Если же колонна будет сначала смочена путем первоначального повышения в ней уровня воды до поверхности, то в этом случае мениски должны остановиться в наиболее узких проходах между порами.

Высота капиллярного подъема в колонне из «идеальной почвы» в обоих этих случаях будет различна. Ее можно подсчитать, пользуясь данными, приведенными в главе I.

Для случая кубической упаковки частиц радиусы наиболее широкого и наиболее узкого участков пор соответственно равны $0{,}73R$ и $0{,}41R$, где R — радиус частиц. Следовательно, при капиллярном подъеме снизу в сухой колонне предельная высота поднятия будет равна

$$H = \frac{0{,}15}{0{,}73R} = \frac{0{,}30}{0{,}73D} = \frac{0{,}41}{D},$$

где D — диаметр частиц.

Высота капиллярного поднятия в первоначально смоченной колонне при кубической упаковке будет:

$$H = \frac{0{,}15}{0{,}41R} = \frac{0{,}30}{0{,}41D} = \frac{0{,}73}{D}.$$

В случае гексагональной упаковки радиусы наиболее расширенного и наиболее суженного участков пор соответственно равны $0{,}288R$ и $0{,}155R$.

Предельная высота капиллярного подъема в сухой колонне будет равна

$$H = \frac{0{,}15}{0{,}288R} = \frac{0{,}30}{0{,}288D} = \frac{1{,}04}{D},$$

а в колонне, первоначально смоченной,

$$H = \frac{0{,}15}{0{,}155R} = \frac{0{,}30}{0{,}155D} = \frac{1{,}93}{D}.$$

Таким образом, высота капиллярного подъема в «идеальной почве» может варьировать между следующими предельными величинами:

$$\frac{0{,}41}{D} \leqslant H \leqslant \frac{1{,}93}{D},$$

откуда

$$0{,}41 \leqslant DH \leqslant 1{,}93.$$

Проверка этих формул на экспериментальном материале показывает, что в большинстве случаев высота капиллярного подъема в пористых средах действительно укладывается в установленные только что пределы.

Так, в работе Долгова (1948а, стр. 178) мы находим опыт с капиллярным поднятием воды в сухих, повидимому, колоннах из зерен кирпича различного размера. Результаты опыта представлены в табл. 100.

Таблица 100

Высота капиллярного подъема в колоннах из зерен кирпича разного диаметра

(по данным Долгова, 1948)

Диаметр зерен в см	Средний диаметр зерен (D) в см	Высота капиллярного подъема (H) в см	DH
0,2—0,1	0,15	5,0	0,75
0,1—0,05	0,075	10,8	0,81
0,05—0,025	0,0375	16,3	0,61
0,025—0,010	0,0175	41,0	0,72

Отсутствие данных о величине порозности не позволяет установить характер упаковки зерен кирпича. Поскольку они были сухими, величина DH должна лежать между 0,41 и 1,04, что мы и находим на самом деле. Более того, она очень близка к величине 0,73, отвечающей высоте капиллярного подъема в смоченной колонне при кубической упаковке. Однако это совпадение следует считать лишь случайным, поскольку на самом деле колонна была сухой.

В табл. 101 мы приводим данные Ткачука (1939). Величины DH вычислены нами.

В табл. 102 приводятся данные Аттерберга (Atterberg, 1908).

Эти данные относятся тоже, повидимому, к сухим колоннам. Исходя из величин порозности, колеблющихся в пределах 40—41%, т. е. указывающих на упаковку, близкую к кубической, мы вправе были бы ожидать

Таблица 101

Высота капиллярного подъема в колоннах из частиц различных механических фракций

(по данным Ткачука, 1939)

Размер фракции в мм	Средний диаметр зерна в см	Высота капиллярного подъема в см	DH
1,5—1,0	0,125	4,5	0,56
1,0—0,5	0,075	8,0	0,60
0,5—0,25	0,0375	17,5	0,66
0,25—0,10	0,0175	30,0	0,53
0,10—0,05	0,0075	87,0	0,65
0,05—0,01	0,0030	150,0	0,45

Таблица 102

Сопоставление высот капиллярного подъема, наблюдавшихся Аттербергом (1908) в колоннах, состоявших из частиц различной величины, и вычисленных по формуле $H = \frac{0{,}75}{D}$

Размер частиц в мм	Средний диаметр частиц в см	Порозность в %	Высота капиллярного подъема		DH
			наблюденная Аттербергом (H)	вычисленная по формуле $H = \frac{0{,}75}{D}$	
5,0 —2,0	0,35	40,1	2,5	2,14	0,87
2,0 —1,0	0,15	40,4	6,5	5,0	0,97
1,0 —0,5	0,075	41,8	13,1	10,0	0,98
0,5 —0,2	0,035	40,5	24,6	21,4	0,86
0,2 —0,1	0,015	40,4	42,8	50,0	0,64
0,1 —0,05	0,0075	41,0	105,5	100,0	0,79
0,05—0,02	0,0035	41,0	200,0	214,0	0,70

величины DH, близкой к 0,41. На самом же деле эти величины оказались равными 0,9—1,0 для более крупных фракций и 0,7—0,8 для более мелких. Из этого напрашивается тот вывод, что капиллярное поднятие воды в пористых средах происходит не так, как в капиллярах Жамена, и вода имеет возможность даже в первоначально сухих колоннах подниматься до предельной высоты, причем ее мениски занимают наиболее суженные участки пор. Этому может способствовать, во-первых, образование «капиллярных манжет», как бы смачивающих почву или грунт впереди сплошного капиллярного фронта, а во-вторых, явления капиллярной конденсации.

Однако такому выводу противоречат данные, находимые нами в работе Новака и Печанека (Novák a Pecháneck, ч. III, 1943). Эти данные мы приводим в табл. 103, в которой величины DH вычислены нами.

Таблица 103

Высота капиллярного подъема в колоннах из песка разной крупности

(по данным Новака и Печанека, 1943)

Диаметр зерен в см	Средний диаметр зерен (D) в см	Высота капиллярного подъема (H) в см	DH	Примечание
0,05—0,10	0,075	5,2	0,375	
0,03—0,05	0,04	9,0	0,36	
0,020—0,030	0,025	9,0 (?)	0,225	
0,010—0,020	0,015	30,0	0,45	
0,005—0,010	0,0075	113,5	0,85	
0,001—0,005	0,003	242,2	0,73	
0,0005—0,001	0,00075	269,0	0,202	Подъем, повидимому, не окончен

Отбросив данные для фракции 0,020—0,030 см, как явно ошибочные, мы видим, что для трех более крупных фракций величина DH близка к 0,40, т. е. к той теоретической величине, которая характерна для колонны и сухих частиц в кубической упаковке. Две предпоследние фракции дают величину DH, равную в среднем 0,79, т. е. ту же, которую мы вывели и из опытов Долгова. Отсутствие данных о порозности колонн в опытах Новака и Печанека не позволяет высказать какое-либо суждение по вопросу о характере упаковки.

Лоуфридж [цитирую по Гильгарду (Hilgard, 1921)] нашел следующие величины капиллярного подъема в различных песчаных и пылеватых фракциях (табл. 104).

Таблица 104

Высоты капиллярного подъема в колоннах, состоящих из различных фракций

(по данным Лоуфриджа)

Размер частиц в см	Высота капиллярного подъема (H) в см	DH
0,2	11,4 (?)	2,28
0,1	24,0 (?)	2,40
0,05	27,8 (?)	1,38
0,03	32,9	0,99
0,016	48,7	0,78
0,012	66,4	0,80
0,0072	88,0	0,63
0,0047	134,6	0,63
0,0025	265,2	0,66
0,0016	308,2	0,49

Примечание. Пересчет высот капиллярного подъема из дюймов в сантиметры и расчет величин DH сделан нами. — *А. Р.*

Таблица 105

Высоты капиллярного подъема воды в песчаных и пылеватых фракциях, измеренные при помощи капилляриметра

(по данным Пури, 1939)

Диаметр частиц в см	Средний диаметр частиц (D) в см	Высота капиллярного подъема (H) в см	DH
0,3—0,4	0,35	3,5	1,22
0,2—0,3	0,25	5,4	1,35
0,13—0,20	0,165	6,3	1,04
0,10—0,13	0,115	8,8	1,01
0,088—0,10	0,094	13,0	1,22
0,060—0,088	0,074	14,4	1,07
0,056—0,060	0,058	23,2	1,34
0,049—0,056	0,0523	24,4	1,28
0,044—0,049	0,0465	27,4	1,27
0,040—0,044	0,042	26,6	1,12
0,036—0,040	0,038	29,7	1,13
0,034—0,036	0,035	30,6	1,07
0,031—0,034	0,0325	32,8	1,07
0,029—0,031	0,030	36,3	1,09
0,028—0,029	0,0285	36,3	1,03
0,026—0,028	0,027	37,8	1,02
0,025—0,026	0,0255	36,7	0,93
0,022—0,025	0,0235	41,1	0,97
0,020—0,022	0,021	44,9	0,94
0,019—0,020	0,0195	46,0	0,90
0,017—0,019	0,018	50,4	0,91
0,015—0,017	0,016	55,9	0,90
0,013—0,015	0,014	69,1	0,97
0,012—0,013	0,0125	77,0	0,96
0,008—0,012	0,010	90,6	0,91
0,0065—0,008	0,00725	94,1	0,68

Примечание. Величины средних диаметров и величины DH вычислены нами. — *А. Р.*

И в этом случае нет данных о порозности, по которым можно было бы хотя бы приближенно судить о характере упаковки. Но величины DH, относящиеся к первым двум, наиболее крупным фракциям, во всяком случае выходят за установленные выше теоретические пределы. Причины этого нам неясны. Повидимому, высоты капиллярного поднятия определены с большой погрешностью. Остальные фракции дают величины DH, хорошо укладывающиеся в эти пределы и близкие, в общем, к тем величинам, которые мы вывели из данных Долгова и Аттерберга.

Большой материал по данному вопросу мы находим в работе Пури (Puri, 1939). Пури определял высоту капиллярного поднятия не непосредственно, а при помощи капилляриметра и, следовательно, в процессе обезвоживания смоченной почвы. Его данные представлены в таблицах 105, 106, 107. Обратимся прежде всего к табл. 105, которая относится к отдельным песчаным и пылеватым фракциям. Величины DH, как можно видеть из цифр, приведенных в этой таблице, по большей части колеблются

Таблица 106

Высоты капиллярного подъема в естественных пылеватых грунтах, измеренные при помощи капилляриметра

(по данным Пури, 1939)

Средний диаметр частиц (D) в см	Высота поднятия (H) в см	DH	Средний диаметр частиц (D) в см	Высота поднятия (H) в см	DH
0,0512	19,8	1,01	0,0181	54,7	0,99
0,0501	20,0	1,00	0,0230	35,6	0,82
0,0493	18,9	0,93	0,0205	49,0	1,01
0,0483	19,8	0,95	0,0189	44,0	0,83
0,0476	21,0	1,00	0,0226	43,5	0,98
0,0467	20,6	0,96	0,0126	83,5	1,05
0,0441	23,4	1,03	0,0129	47,4	0,61
0,0432	22,1	0,95	0,0131	78,0	1,02
0,0403	25,5	1,03	0,0136	67,6	0,92
0,0388	26,8	1,04	0,0151	69,0	1,04
0,0389	28,4	1,10	0,0172	57,2	0,99
0,0345	29,6	1,02	0,0178	59,2	1,05
0,0338	31,6	1,07	0,0208	51,6	1,07
0,0325	33,2	1,08	0,0197	61,7	1,22
0,0320	33,0	1,06	0,0202	46,3	0,93
0,0288	41,3	1,18	0,0159	67,4	1,07
0,0255	49,0	1,25	0,0250	41,2	1,03
0,0381	28,0	1,07	0,0133	79,7	1,06
0,0355	26,5	0,94	0,0204	50,6	1,03
0,0278	36,2	1,01	0,0340	29,3	0,99
0,0274	38,0	1,04	0,0363	30,5	1,10
0,0274	36,0	0,99	0,0369	29,3	1,08
0,0330	32,7	1,08	0,0313	32,2	1,01
0,0353	32,0	1,13	0,0242	44,7	1,08
0,0711	17,5	1,25	0,0205	45,0	0,92
0,0646	21,4	1,38	0,0306	35,7	1,09
0,0636	17,8	1,13	0,0225	42,1	0,93
0,0624	17,6	1,10	0,0227	43,7	0,99
0,0231	44,4	1,02	0,0269	34,0	0,92
0,0332	31,3	1,04	0,0356	27,2	0,97
0,0227	41,4	0,94	0,0215	48,0	1,03
0,0141	66,4	0,92	0,0201	43,5	0,88
0,0117	94,3	1,09	0,0261	40,5	1,06
0,0166	56,9	0,94	0,0245	37,7	0,92
0,0185	55 5	1,03	0,0250	40,8	1,06
0,0188	55,3	1,04	0,0283	35,0	0,99
0,0201	52,5	1,05	0,0351	28,8	1,01
0,0216	46,4	1,00	0,0263	39,0	1,03
0,0179	64,3	1,15	0,0338	28,8	0,97
0,0223	47,1	1,05	0,0332	30,1	0,99
0,0147	42,7	0,63			

Примечание. Величины DH вычислены нами. — *А. Р.*

в довольно узких пределах 0,90—1,00, в общем несколько убывая с уменьшением размера частиц. Отсутствие величин порозности и здесь препятствует высказать хотя бы приближенное суждение о характере упаковки.

Очень близкие величины *DH* мы находим и в табл. 106, которая относится к естественным пылеватым грунтам. И здесь величины *DH* колеблются в небольших пределах, около единицы

Более пестрые цифры величин *DH* мы находим в табл. 107, которая относится к суглинистым и глинистым почвам. Однако и эти цифры, за небольшими исключениями, укладываются в те теоретические пределы величин *DH*, которые мы установили выше. При этом в том случае, если мы исходим из гранулометрического состава, определенного при условии полного диспергирования почвы, то величины *DH* опять-таки колеблются около единицы, хотя степень варьирования в этом случае и больше. Следует отметить, что высоты капиллярного подъема даже в сильно глинистых почвах, как, например, почвы с содержанием частиц меньше 0,002 мм 64—68%, оказываются сравнительно небольшими, не превышающими 3—3,5 м. При этом необходимо иметь в виду, что метод, которым работал Пури, позволял ему учитывать роль именно капиллярных сил и явлений в удержании воды. Иными словами, результаты наблюдений Пури характеризуют поведение воды в наиболее крупных порах суглинистых и глинистых почв, т. е., очевидно, в порах по преимуществу межаггрегатных, в которых, собственно, и происходят капиллярные явления. Изменение содержания воды в порах внутриаггрегатных отражалось лишь в форме некоторого искривления прямых линий на графиках, полученных Пури. Эти искривления Пури связывает с явлениями набухания и усадки, т. е. с изменениями содержания воды во внутриаггрегатных порах.

Таблица 107

Высоты капиллярного подъема воды в почвах, определенные при помощи капилляриметра

(по данным Пури, 1939)

Содержание в почве частиц <0,002 мм в %	Средний диаметр частиц (в см), за исключением частиц >0,2 мм		Высота капиллярного подъема (*H*) в см	Произведение *DH*	
	почва диспергирована	почва не диспергирована		почва диспергирована	почва не диспергирована
11,50	0,00246	0,00373	304	0,75	1,05
64,06	0,00229	0,00730	254	0,58	1,85
68,21	0,00233	0,00737	288	0,66	2,12
15,56	0,00329	0,00499	330	1,08	1,65
12,79	0,00342	0,00475	250	0,85	1,19
29,73	0,00326	0,00642	256	0,84	1,65
27,30	0,00497	0,00789	235	1,16	1,85
22,90	0,00493	0,00863	122	0,59	1,05
38,62	0,00394	0,00845	284	1,12	2,39
35,08	0,00435	0,00980	216	0,95	2,12

Примечание. Пересчет высот капиллярного подъема из сантиметров ртутного столба в сантиметры водного столба и вычисление величин *DH* произведены нами. — *А. Р.*

Подводя итоги всем этим сопоставлениям между расчетными величинами высот капиллярного подъема, относящимися к «идеальной почве», с одной стороны, и величинами, относящимися к реальным почвам и

грунтам в условиях лабораторного опыта,— с другой, мы можем сделать следующие выводы.

Во-первых, и в песчаных, и в пылеватых, и в суглинистых почвах и грунтах в условиях лабораторного опыта высоты капиллярного подъема в общем укладываются в те теоретические пределы, которые устанавливаются расчетным путем. Во-вторых, величина DH, фигурирующая в преобразованной формуле Жюрена, в которой вместо диаметра капилляра стоит диаметр частиц, чаще всего оказывается лежащей при этом в пределах 0,60—1,00.

В связи с этими выводами, однако, нужно указать на следующее обстоятельство. Некоторые исследователи, основываясь на применимости первоначальной формулы Жюрена к песчаным почвам и грунтам, пытались придать ей универсальность, т. е. стали считать, что она применима к любым почвам и грунтам, независимо от размера слагающих их частиц, и при этом отражает явления, происходящие не только в межаггрегатных порах, но и во внутриаггрегатных.

Так, например, Терцаги (1932), пользуясь этой формулой и считая радиус капилляров равным 0,000055 мм (что соответствует частицам с диаметром 0,00025 мм, находящимся в кубической упаковке), вычислил высоту капиллярного подъема в глинистых породах равной 308 м.

Кин (Keen, 1918) для капилляров треугольного сечения, которые, по его мнению, характерны для «идеальной почвы», вычисляет высоту капиллярного поднятия для частиц 0,01—0,002 мм равной в среднем 150 футам, т. е. 45 м.

Однако наблюдения в природе над реальными грунтами отнюдь не подтверждают этих расчетов.

Качинский (1947) указывает, что высота капиллярного подъема возрастает от песков через супеси к лессовидным суглинкам, а в дальнейшем, по мере перехода к грунтам более тяжелого механического состава, она начинает уменьшаться. Тот же автор указывает, что наибольший капиллярный подъем, который ему удалось наблюдать в лабораторных условиях для лессовидных суглинков, равнялся 350 см за 5 лет подъема. В природных условиях, при наблюдениях над влажностью почвы в Среднем Заволжье, на террасах Кутулука, он отмечал капиллярный подъем до 600 см.

Эти величины являются, повидимому, максимальными. В табл. 108 мы приводим некоторые величины высоты капиллярного подъема, которые нам удалось наблюдать в природе.

По наблюдениям Астапова (1927), объектом исследования которого были почвы из Туркестана, высота капиллярного подъема в исследованных восьми почвах варьировала в пределах 204—298 см и только в одной почве превысила 400 см.

Быковский (1935), определяя высоту капиллярного подъема в различных почвах методом капилляриметра, нашел, что эта высота варьировала в пределах от 100 до 500 см при ненарушенном сложении почвы. Необходимо, впрочем, подчеркнуть, что метод Астапова и Быковского (повышение отрицательного давления до момента прорыва воздуха) позволял им учитывать высоту капиллярного подъема лишь применительно к наиболее крупным порам.

В цитированной выше работе Пури (1939) в самых тяжелых по механическому составу почвах, с содержанием частиц меньше 0,002 мм, превышающем 60%, капиллярная сила не превысила 300 см водного столба, колеблясь во всех остальных случаях в пределах от 200 до 330 см водного столба.

По данным Шоу и Смиса (Shaw and Smith, 1927), наблюдавших испарение воды через трубы, наполненные различными почвами, наибольшая

Таблица 108

Высоты капиллярного подъема в естественных грунтах

Пункт наблюдения	Грунт	Высота подъема в см
Убинская (Бараба)	Лессовидный суглинок	170
Орлянск (УССР)	Лессовидный суглинок	260
То же		255
Серебряные пруды (Московская обл.)	Лессовидный суглинок	150
Петриковка (УССР)	Лессовидный суглинок	163
Джаныбек (Западно-Казахстанск. обл.)	Лессовидный суглинок под солонцом	250
Там же	Лессовидный суглинок под темноцветной почвой западинки	295
Там же	Лессовидный суглинок под большой падиной	355

высота капиллярного поднятия, при превышении которой испарение резко падало, равнялось:

для песчанистого суглинка Айоло 8 футов, т. е. 240 см
для суглинка Айоло 10 футов, т. е. 300 см

Кин (1927), работая тем же методом, нашел максимальную величину капиллярного поднятия для грубозернистого песка равной 35 см, а для суглинка — 85 см.

Возникает вопрос: почему же, по какой причине, высота капиллярного подъема оказывается ограниченной такими, сравнительно небольшими, величинами и не достигает тех величин, которые отвечали бы математическим расчетам по формуле Жюрена?

Это расхождение между результатами вычислений и фактически наблюдаемыми величинами капиллярного подъема обязано своим происхождением следующим явлениям.

В тех случаях, когда речь идет о грунтах, совершенно не обладающих структурой (что в природных условиях встречается не часто), главной причиной, как указывает Качинский (1934), является наличие в почве связанной воды.

Как мы уже знаем, часть воды, непосредственно прилегающая к поверхности почвенных частиц, удерживается последними за счет адсорбционных и сорбционных сил. Эта часть воды не может принимать участия в создании менисков, так как силы молекулярного притяжения, удерживающие ее, превышают те силы, которые служат причиной образования менисков и возникновения капиллярных явлений. Другими словами, не весь просвет между частицами грунта является активным, действующим, не весь относится к «активной порозности», по выражению Лебедева (1936, стр. 167). Пристенная пленка связанной воды (толщину которой мы, к сожалению, определять не умеем) уменьшает этот действующий поперечник. В результате в тонких порах действующий поперечник делается настолько малым, а сила трения (обратно пропорциональная четвертой степени поперечника капилляра) настолько большой, что скорость капиллярного подъема резко падает, хотя и не достигает нуля, как это думают некоторые исследователи. В предельном случае весь просвет между частицами может оказаться заполненным связанной водой; в таких просветах капиллярные явления

уже не могут играть существенной роли в передвижении влаги и последнее совершается под влиянием сорбционных сил.

Благодаря всем этим явлениям капиллярный подъем в бесструктурных грунтах затухает на той высоте, на которой действующий поперечник почвенных пор приближается к нулю, в то время как истинный, полный поперечник еще достаточно далек от этой величины.

Капиллярам какого же диаметра соответствуют реально наблюдающиеся в природе величины капиллярного подъема?

Приняв за наиболее часто встречающуюся величину высоты капиллярного подъема в лессовидных суглинках 200 см и пользуясь формулой Жюрена, найдем:

$$H = 200 = \frac{0{,}15}{r} \text{ см},$$

откуда

$$r = \frac{0{,}15}{200} = 0{,}00075 \text{ см}$$

и, следовательно, диаметр капилляра равняется 0,015 мм.

Применяя упоминавшийся уже на стр. 314 способ расчета и полагая величину DH в преобразованной формуле Жюрена равной в среднем 1,0, находим, что высота подъема, равная 200 см, соответствует однороднозернистому грунту с частицами около 0,05 мм в диаметре.

Если мы примем максимальную величину капиллярного подъема, приводимую Качинским и равную 600 см, то все только что найденные величины уменьшатся в 3 раза.

Таким образом, мы приходим к сравнительно очень большим величинам толщины пленки связанной воды, препятствующей возникновению капиллярных явлений. Не трудно сообразить, что если все наши расчеты и допущения правильны, то при максимальной высоте капиллярного подъема, равной 200 см, толщина этой пленки равна радиусу соответствующего капилляра, т. е. 0,0075 мм, а высоте капиллярного подъема, равной 600 см, соответствует пленка толщиною 0,0025 мм.

Такое рассуждение в чистом, так сказать, виде применимо к почвам и грунтам, лишенным структуры, которые в природе встречаются довольно редко (при оглеении, при высоком содержании обменного иона натрия). В большинстве же случаев суглинистые почвы и грунты обладают той или иной структурой — почвы, как правило, более крупной, грунты же обычно микроструктурой. Капиллярный подъем в таких структурных почвах и грунтах происходит прежде всего по межструктурным, т. е. относительно крупным, порам, трещинам и промежуткам. Одновременно, понятно, вода, поднимающаяся по этим межструктурным порам, смачивает и сами аггрегаты, проникая и во внутриаггрегатные поры. Однако подъем воды в межструктурных порах, благодаря относительно крупному их размеру, обрывается на сравнительно небольшой высоте, каковую, собственно говоря, и характеризуют все приведенные выше величины порядка 2—3 и редко до 6 м. Дальнейшее капиллярное передвижение воды было бы возможно лишь по системе внутриаггрегатных пор. Но их размер уже настолько мал, что они или, по меньшей мере, суженные проходы между ними оказываются, как правило, целиком заполненными связанной водой, как это пояснялось выше, применительно к почвам и грунтам, лишенным структуры. Поэтому во внутриаггрегатных порах передвижение влаги возможно преимущественно лишь в пленочном состоянии.

К тому же передвижение влаги от одного аггрегата к другому возможно лишь в точках контакта аггрегатов, т. е. через весьма малые перешейки, что также весьма сильно задерживает восходящее движение воды, особенно при более или менее значительном размере аггрегатов.

В итоге собственно капиллярный подъем воды и ограничивается в природе немногими метрами, отнюдь не достигая тех огромных высот, которые вычислялись, например, Терцаги. Однако это не исключает, видимо, возможности подъема воды на гораздо бо́льшие высоты, но в пленочной форме, т. е. подъема весьма медленного.

5. СКОРОСТЬ КАПИЛЛЯРНОГО ПОДЪЕМА

Скорость капиллярного подъема зависит от диаметра капилляров и, следовательно, от размера частичек почвы или грунта. В природных условиях определять эту величину довольно затруднительно, так как над уровнем свободной воды мы всегда уже находим капиллярную кайму. Поэтому скорость капиллярного подъема определяют обычно в лабораторных условиях — в насыпных колоннах или монолитах. При этом в обоих случаях

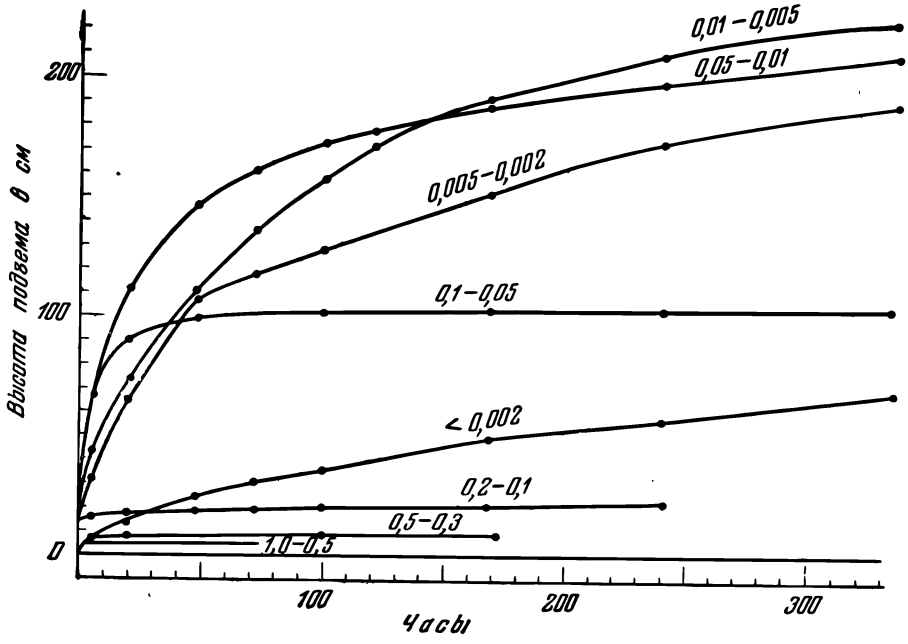


Рис. 79. Капиллярный подъем в насыпных колоннах, составленных из частиц различного размера (по Новаку и Печанеку).

опыты ведут с почвой или грунтом, предварительно высушенными, так как в противном случае наблюдение за капиллярным подъемом делается весьма затруднительным или даже невозможным. Таким образом, опыты эти проводятся обычно в несколько искусственной обстановке.

Подобные опыты с сухими насыпными грунтами представляют интерес лишь как метод для установления общих законов, управляющих скоростью капиллярного подъема. Рассмотрим один из таких опытов, выполненный Новаком и Печанеком (Novak a Pechanek, 1943). Объектами опыта служили различные механические фракции кварцевого песка. Результаты опыта изображены на рис. 79, 80 и 81.

На рис. 79 изображена зависимость высоты капиллярного подъема от времени для первых 300 часов опыта. Из сопоставления кривых не трудно заметить, что подъем в колоннах, состоящих из более крупных фракций, сначала идет более быстро, но затем замедляется, и относящиеся

к этим фракциям кривые пересекаются кривыми, относящимися к более мелким фракциям.

При этом оказывается, что отдельные участки кривых, особенно начальные, по своей форме весьма близки к параболам. Это не трудно показать следующим путем. Общей формулой для кривых параболического типа является следующая:

$$x = ky^n.$$

Логарифмируя это выражение, получаем:

$$\lg x = \lg k + n \lg y.$$

Это последнее уравнение линейное. Следовательно, если мы разместим в системе прямоугольных координат точки, соответствующие некоторым парным значениям $\lg t$ и $\lg h$, и эти точки лягут на прямую линию, то мы можем счесть это за доказательство того, что исследуемая кривая действительно имеет параболическую форму.

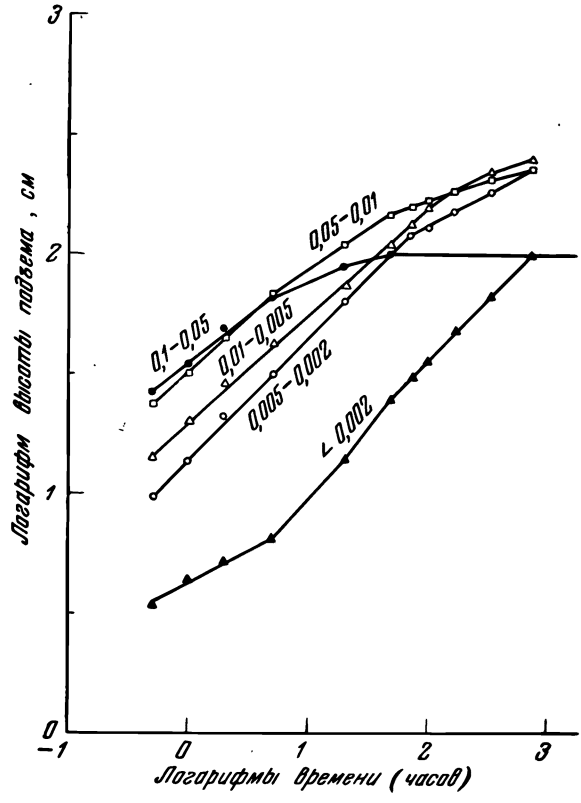


Рис. 80. Капиллярный подъем в насыпных колоннах из частиц разного размера. Логарифм высоты по логарифму времени (по данным Новака и Печанека).

Применив этот метод к кривым, изображенным на рис. 79, мы построили графики зависимости

$$\lg h = f(\lg t),$$

где h — высота подъема в см;

t —время в часах.

Эти графики изображены на рис. 80. Рассматривая их, мы видим, что, действительно, значительные отрезки полученных линий представляют собой прямые линии, чем подтверждается параболическая форма кривых, изображенных на рис. 79. Лишь верхние концы линий на рис. 80 отклоняются от прямолинейной формы, что указывает на какую-то иную форму зависимости.

Из рис. 80 не трудно заметить, что полученные прямые линии идут примерно параллельно одна другой. И действительно, определяя графически величину n, характеризующую наклон этих линий по отношению к оси абсцисс, мы получили следующие величины:

		n
Фракция: 0,1 —0,05	мм	0,46
0,05 —0,01	»	0,47
0,01 —0,005	»	0,48
0,005—0,002	»	0,49

На рис. 81 мы изображаем зависимость скорости подъема в сантиметрах в час от высоты подъема. Этот график особенно отчетливо показывает, что, во-первых, скорость подъема с высотой, т. е. по мере подъема, падает; во-вторых, что наибольшей скоростью отличается подъем в колонках, состоящих из наиболее крупных частиц, с уменьшением размера которых уменьшается и скорость подъема. Путем графической интерполяции мы вывели скорости подъема для различных фракций на одних и тех же высотах. Эти данные приводятся в табл. 109.

Таблица 109

Скорость подъема в колонках из кварцевого песка различной крупности

(получено путем анализа данных Новака и Печанека, 1943)

Механические фракции в мм	Скорость подъема в см/час на высоте				
	20 см	30 см	40 см	50 см	100 см
0,1—0,05	31	17	14	9	0,1
0,05—0,01	26	16	12	5	2,8
0,01—0,005	12,5	6,5	4	2,5	2,2
0,005—0,002	4,6	3	2,5	2,0	1,7
$<$0,002	0,4	0,2	0,2	0,1	0,08

Эта таблица полностью подтверждает все сказанное выше о скорости подъема. Стоит отметить исключительно малую скорость подъема во

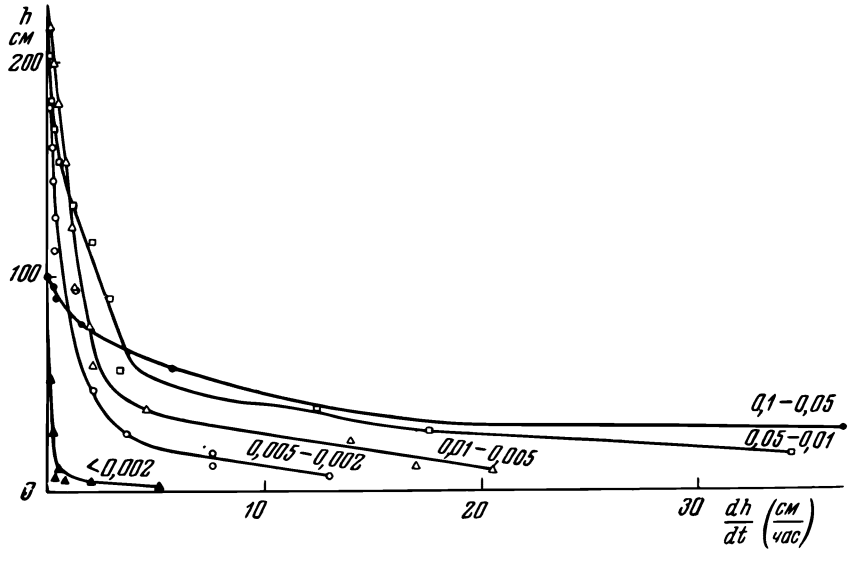


Рис. 81. Изменение скорости подъема в насыпных колоннах из частиц разного размера в зависимости от высоты подъема (по данным Новака и Печанека).

фракции меньше 0,002, что может служить указанием на иную природу передвижения влаги в этой фракции.

Теперь обратимся к подъему в монолитных образцах почв и грунтов и воспользуемся некоторыми данными Васильева (1937). На рис. 82 изображена зависимость высоты подъема от времени, а на рис. 83 — та же зависимость в логарифмической форме.

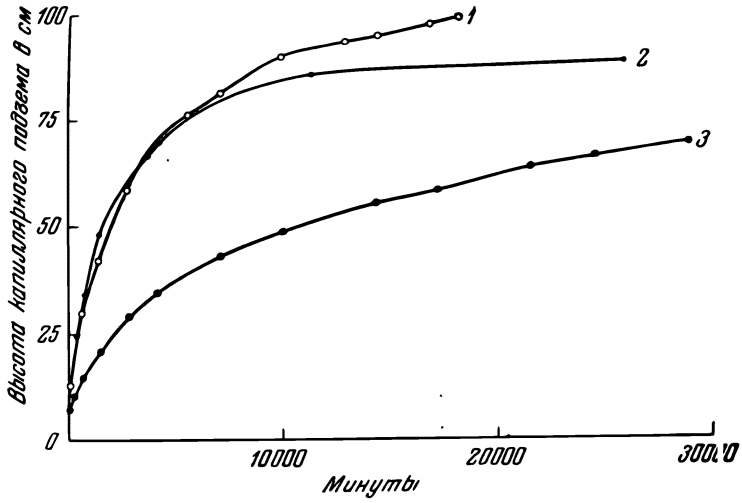


Рис. 82. Зависимость высоты подъема в почвенной толще от времени (по Васильеву).

1 — слабоподзолистая почва; *2* — полосатый аллювий; *3* — суглинистый аллювий.

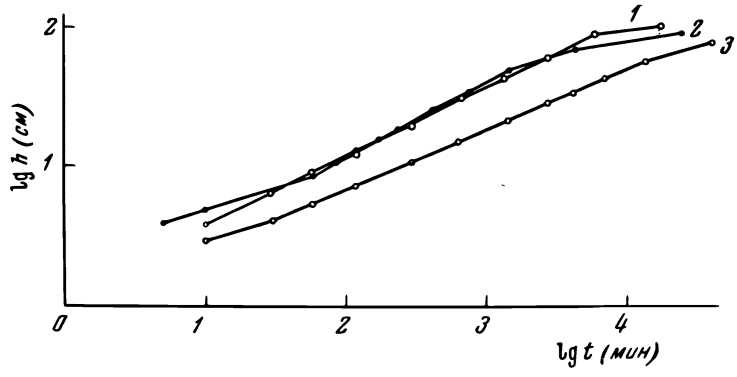


Рис. 83. Зависимость высоты подъема в почвенной толще от времени. Логарифм высоты по логарифму времени (по данным Васильева).

1 — слабоподзолистая почва; *2* — полосатый аллювий; *3* — суглинистый аллювий.

Из рассмотрения этих рисунков мы можем заключить, что и в этом случае подъем управляется теми же закономерностями. В более тяжелом суглинистом аллювии подъем идет медленнее. Начальные участки кривых имеют параболическую форму, о чем свидетельствует прямолинейная форма этих кривых, представленных в логарифмическом виде (рис. 83). Величина n оказалась равной:

	n
для полосатого аллювия	0,51
» слабоподзолистой почвы	0,47
» мощного суглинистого аллювия . . .	0,43

В той же работе Васильева (1937) имеется еще ряд опытов по определению зависимости между высотой подъема и его продолжительностью. Все эти опыты подтверждают установленные только что зависимости, и поэтому мы их не приводим. Важнейшая разница между данными отдельных опытов заключается в том, что параболическую форму имеют то более длинные, то более короткие отрезки соответствующих кривых.

В результате анализа данных Васильева, а также Новака и Печанека, мы видим, что показатель степени n в уравнении

$$h = kt^n$$

оказывается близким к 0,5.

Теоретический анализ явлений капиллярного подъема, данный Агаповым (1937) и позднее Киркхэмом и Фенгом (Don Kirkham and Feng, 1949), также приводит к зависимости

$$h = kt^{1/2},$$

так что опытные данные полностью подтверждают правильность этого уравнения.

Долгов и Рыжов (1933), исследуя явления капиллярного подъема в насыпных колоннах, вывели формулу, которая позволяет по нескольким наблюдениям вычислить предельную высоту капиллярного подъема. Эта формула имеет следующий вид:

$$vh = K(H + h),$$

где v — скорость капиллярного подъема;

h — высота, до которой поднялась вода в колонне;

H — предельная высота подъема в данной колонне;

K — постоянная величина.

Найдя экспериментально несколько пар величин v и h, нанесем их на график зависимости $v \cdot h$ от h; соединяя полученные точки, получим прямую линию. Точка пересечения этой линии с осью абсцисс, на которой нанесены величины vh, и даст искомую величину H.

Авторы считают, что их метод применим для раздельно-зернистых ненабухающих грунтов.

Однако Троицкая (1936) на основании экспериментальной проверки приходит к выводу о том, что метод Долгова — Рыжова дает сильно преуменьшенные величины H. Так, сопоставление данных непосредственных наблюдений Троицкой с расчетом их по методу Долгова — Рыжова показало следующее:

№ образца	Высота подъема по непосредственному наблюдению	Высота подъема, рассчитанная по Долгову
1	52,0	28,5
142	73,7	21,0
142а	56,7	25,0
136	118,7	38,0

Из всего сказанного выше мы видим, что почвенно-грунтовая толща, расположенная непосредственно над зеркалом грунтовых вод, способна удерживать в себе, в практически неподвижном состоянии (при условии неподвижности зеркала грунтовых вод, т. е. отсутствия их оттока и испарения), значительное количество воды в капиллярно подпертом состоянии. Эта вода и составляет капиллярную кайму.

Указанная способность данной части почвенно-грунтовой толщи получила название капиллярной влагоемкости, которую мы сокращенно будем обозначать символом КВ. Эта способность и характери-

зующая ее величина пользовались в течение длительного времени широким распространением среди почвоведов как способ почти универсальной характеристики водоудерживающей способности почв.

Однако не трудно видеть, что величина капиллярной влагоемкости, измеряемая процентным содержанием влаги в почве, является величиной переменной, на что указывали Коссович (1904), Попов (1928), Качинский (1934) и Долгов (1948а), и не может поэтому применяться в качестве константы. Ее изменчивость определяется тем, что количество капиллярно подпертой влаги, которая может удерживаться почвой, зависит, как мы видели, от глубины расположения зеркала грунтовой воды. Поэтому, определяя капиллярную влагоемкость, мы всегда должны, во-первых, указывать, в монолитах какой высоты (т. е. для слоя какой мощности) она определялась, а во-вторых, давать ее величину послойно, с указанием высоты расположения данного слоя над зеркалом грунтовой воды. На рис. 86 мы изображаем в графической форме зависимость величины КВ от глубины залегания зеркала грунтовых вод. По мере понижения уровня грунтовых вод, данный элементарный слой, занимающий в начале положение *О*, перемещается поочередно в положения *I*, *II* и т. д. При этом та часть влаги, которая соответствует зачерненному отрезку, вытекает из него, а та, которая соответствует заштрихованному, остается. Эта заштрихованная часть и является, очевидно, капиллярной влагоемкостью данного слоя при том или ином его положении над зеркалом грунтовых вод. Это изображено символами $КВ_1$, $КВ_2$ и т. д. Из рисунка видно, что величина КВ может, вообще говоря, изменяться в пределах от ПВ до НВ, на что еще в 1904 г. указывал Коссович (1904).

6. СТЕКАЮЩАЯ ГРАВИТАЦИОННАЯ ВЛАГА И ПОЧВЕННЫЕ ВОДЫ

Из всего сказанного выше в настоящей главе мы знаем уже, что подпертая гравитационная влага при некоторой минимальной мощности своего слоя создает зону насыщения и приобретает свойство, характерное для грунтовых вод, т. е., по определению Лебедева (1936, стр. 272—273), «...способность... к вытеканию из грунтов в естественных или искусственных разрезах»[1].

В том, что влага, содержащаяся в почве, может периодически или постоянно обладать такой способностью, не трудно убедиться, взглянув на рис. 84, на котором мы изображаем колебания уровня воды в смотровых трубах, установленных в лесных подзолистых и болотных почвах. Смотровые трубы были установлены в буровых скважинах. Эти скважины и послужили теми искусственными разрезами почвенной толщи, из которых изливалась почвенная влага, заполнившая трубы. Если мы откачаем воду, находящуюся в трубе, последняя через некоторое время снова заполнится водой до прежнего уровня.

Из рис. 84 видно, что уровень воды в трубах в подзолистых почвах (кол. *10 — 12*) в течение длительных промежутков времени держится в пределах почвенного профиля, тем самым свидетельствуя о том, что влага, содержащаяся в почвенной толще, действительно обладает указанной выше способностью. В других случаях — обычно в почвах более или менее сильно заболоченных — мы можем обнаружить зеркало воды в пределах почвенного профиля в течение всего года, хотя его глубина, в зависимости от погодных и сезонных явлений, подвержена более или менее значительным колебаниям. Такой случай изображен на рис. 84, кол. *6*, *8* и *9*.

[1] Разрядка А. Ф. Лебедева.

Подпертую гравитационную влагу, находящуюся в таком состоянии, при котором она обладает способностью вытекать из почвенного профиля в естественных или искусственных разрезах, условимся называть почвенными водами. Внешним признаком возникновения их в почвенном профиле служит появление свободной поверхности воды в искусственных разрезах почвенных толщ или в смотровых трубах, вставленных в почвенную толщу.

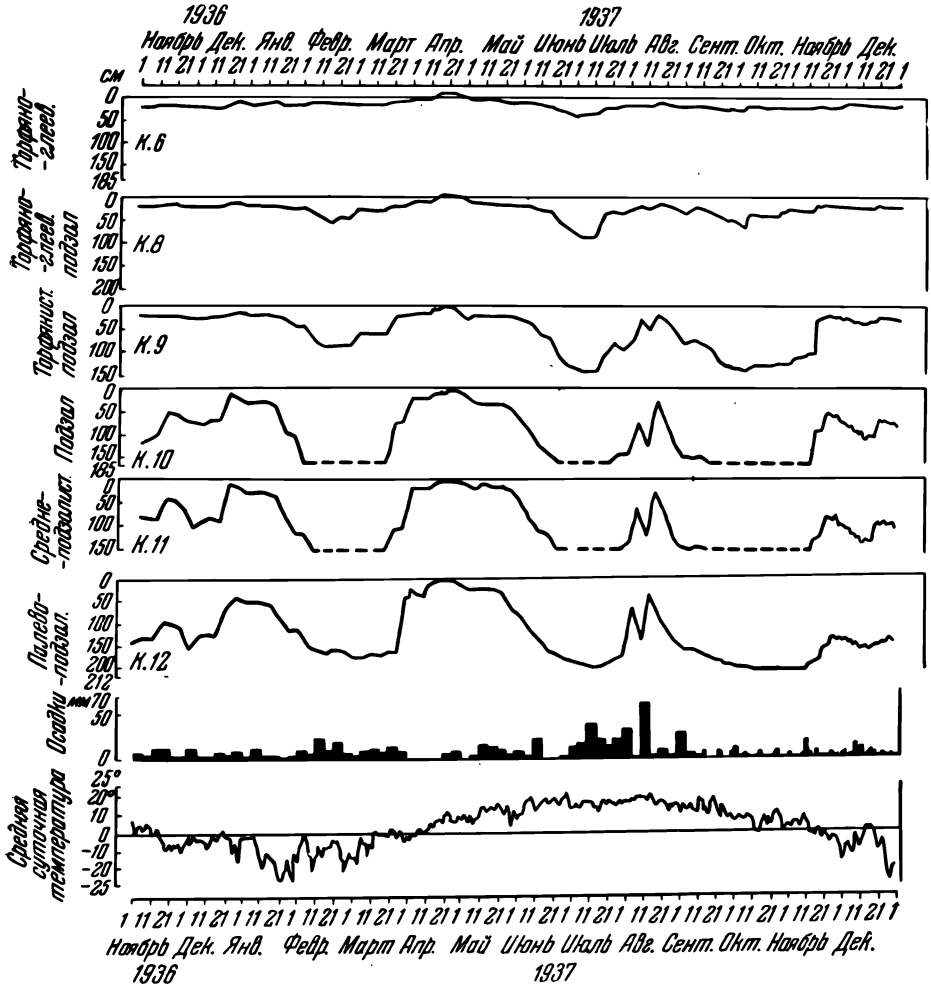


Рис. 84. Колебания уровня почвенно-грунтовых вод в толще подзолистых, болотно-подзолистых и болотных почв (по Роде).

О том, каким образом возникают почвенные воды и каково при этом бывает соотношение капиллярных сил и гидростатического давления, присущего подпертой гравитационной влаге,— мы уже говорили выше. Мы знаем также, что условием возникновения гравитационной подпертой воды в каком-либо слое почвы или грунта является подстилание его слоем с меньшей водопроницаемостью. Иллюстрируем это примером, для чего вернемся к рис. 72, на котором изображено изменение КФ в той самой среднеподзолистой лесной почве, развитой на легком покровном суглинке и подстилаемой тяжелой моренной глиной, для которой на рис. 84 изображены колебания уровня почвенных вод (кол. *12*). Мы уже указывали, что величина КФ в этом случае с глубиной резко уменьшается. Совершенно

естественно, что в таких условиях в почвенной толще, при достаточно обильном поступлении влаги — всегда во время снеготаяния, часто во время сильных дождей летом и осенью — появляются почвенные воды.

Неоднородность почвенно-грунтовой толщи в отношении ее механического состава, а следовательно, и водопроницаемости, очень часто, как, например, в только что рассмотренном случае, имеет своей причиной первоначальную неоднородность наноса, т. е. имеет геологическое происхождение. Однако эта неоднородность может быть следствием и самого почвообразовательного процесса.

Мы имеем в виду тот случай, когда горизонт с уменьшенной водопроницаемостью создается в почве в процессе почвообразования. Такими чаще всего бывают иллювиальные горизонты подзолистых почв и солонцов. Их присутствие в почвенном профиле вызывает появление почвенных вод в вышележащих горизонтах: в совокупности перегнойно-аккумулятивного и подзолистого горизонтов в подзолистых почвах и в надсолонцовым горизонте в солонцах. Такие почвенные воды можно называть п о ч в е н н о й в е р х о в о д к о й в тесном смысле этого слова.

Нужно сказать, что термин «верховодка», заимствуемый нами из гидрогеологии, не имеет строго ограниченного значения. Так, акад. Саваренский (1934) говорит, что верховодкой называют обыкновенно «...ближайшие к поверхности грунтовые воды, не обладающие значительным сплошным распространением и не обладающие постоянством во времени. К грунтовым водам типа верховодки можно отнести:

1) Воды, приуроченные к поверхности небольших линз водонепроницаемой породы среди проницаемой...

2) Воды, приуроченные к прослоям породы, обладающим меньшей фильтрационной способностью, чем вышележащая порода, например слой глинистого или мелкозернистого песка среди толщи среднезернистых песков или слой более плотного суглинка среди более рыхлых суглинков. Вода задерживается временно этим слоем и дает слой грунтовой воды типа верховодки...

3) Такого же характера верховодки могут образоваться на месте временного скопления поверхностных вод, например паводков, разливов и т. п.

4) Иногда причиной верховодки является наличие под почвой так называемых иллювиальных горизонтов... К числу иллювиальных образований можно отнести столбчатый горизонт солонцов. Иллювиальный же характер носит подпочвенный горизонт подзолистых почв...

К верховодкам относят иногда также воды болотных образований, насыщающие их верхнюю часть...

К верховодкам могут быть отнесены также верхние воды вечной мерзлоты».

Таким образом, под названием «верховодки» объединяются довольно различные по своему происхождению и положению воды.

Поэтому мы и считаем целесообразным выделить почвенные воды, образующиеся над иллювиальными горизонтами (четвертый случай по Саваренскому), под названием «почвенной верховодки».

Здесь представляется целесообразным остановиться и на более широком вопросе — о разграничении между почвенными водами и грунтовыми водами, которые обладают многими общими признаками.

Из только что цитированных слов акад. Саваренского следует, что, в сущности, и почвенные воды могут считаться разновидностью грунтовых вод. И это несомненно так, если мы учтем, что они обладают важнейшим признаком, присущим грунтовым водам,— способностью вытекать из естественных или искусственных разрезов.

Мы предложили бы следующее разграничение между почвенными, почвенно-грунтовыми и грунтовыми водами.

1. Грунтовыми водами мы условимся называть такую содержащуюся в грунте подпертую гравитационную влагу, способную к вытеканию из искусственного или естественного разреза, которая не находится в гидравлической связи с влагой, заключенной в почвенной толще. Иными словами, между почвенной толщей и капиллярной каймой грунтовых вод имеется промежуточный слой грунта, влажность которого никогда не бывает настолько высокой, чтобы обеспечить установление гидравлической связи между почвенной влагой и влагой капиллярной каймы грунтовых вод. Примером являются грунтовые воды многих (хотя и не всех) областей зоны черноземов, каштановых почв и сероземов, а частично и зоны лесостепи. Такие воды также могут встречаться в лесной зоне. Отсутствие гидравлической связи отнюдь не препятствует возможности просачивания влаги из почвенной толщи в грунтовые воды, но без возникновения гидравлических явлений. Такое просачивание может наблюдаться в тех же зонах под степными блюдцами, потяжинами, лесными полосами и т. д., т. е. под «потускулами», по терминологии Высоцкого. Максимальная влажность промежуточного слоя грунта под потускулами, как правило, не превышает или лишь ничтожно превышает величину НВ.

2. Почвенно-грунтовыми водами мы условимся называть такую подпертую гравитационную влагу, способную вытекать из разрезов, которая постоянно или, по меньшей мере, периодически находится в гидравлической связи с влагой, находящейся в почвенной толще. Это выражается в том, что в пределах почвенной толщи появляется либо зеркало таких вод, либо, по меньшей мере, верхняя граница их капиллярной каймы. Такие почвенно-грунтовые воды широко распространены в зоне подзолистых почв. Примером могут служить воды Молого-Шекснинского междуречья, описанные Ансберг (1937), где вмещающей породой является 15-метровая толща тонкозернистых песков и где глубина зеркала почвенно-грунтовых вод в течение года изменяется от нуля до 1,5—2,0 м от поверхности. К этой же группе по большей части относятся воды пойменных террас, воды торфяников и т. д.

3. Почвенными водами мы условимся называть такую подпертую гравитационную влагу, способную вытекать из разрезов и находящуюся целиком в почвенной толще, которая никогда не находится в гидравлической связи с грунтовыми водами, что, однако, не исключает возможности просачивания почвенной влаги в грунтовые воды. Почвенные воды почти всегда являются временными. Их примером могут служить почвенные воды, образующиеся под степными блюдцами, лесными полосами и под потяжинами весной, когда их зеркало в течение коротких промежутков времени может даже выходить на поверхность. Разновидностью почвенных вод является почвенная верховодка, о которой мы говорили выше. Почвенные воды могут сосуществовать не только с грунтовыми водами, но и с почвенно-грунтовыми.

Такой случай был описан нами, причем горизонт почвенных вод, вмещающей породой для которого служила метровая толща легкого покровного суглинка, отделялся от горизонта почвенно-грунтовых вод толщей более тяжелых суглинков, с большим содержанием в ней защемленного и сдавленного воздуха (Роде, 1950а, стр. 36 и сл.). Приведенное нами описание, повидимому, может служить указанием на то, что в некоторых случаях, в зависимости от интенсивности поступления влаги в почву, могут образовываться либо два самостоятельных, гидравлически не связанных горизонта — почвенных и грунтовых вод, либо же единый, гидравлически связанный горизонт почвенно-грунтовых вод.

Характерной чертой почвенных, почвенно-грунтовых и грунтовых вод, представляющих собой различные виды подпертой гравитационной влаги, является их способность при наличии уклона водоупорного слоя стекать вдоль этого уклона, повинуясь силе тяжести. Такие воды мы уже условились в целом называть стекающей гравитационной влагой.

Это явление чаще всего наблюдается при залегании почвы на склоне. Возникающие при этом почвенные воды образуют слой, также обладающий наклоном. Естественно, что они будут стекать в направлении уклона под влиянием силы тяжести. Скорость стекания почвенных вод в этом случае будет определяться двумя факторами: углом наклона, от которого зависит величина гидравлического напора, и фильтрационными свойствами почвенно-грунтовой толщи.

В этом случае к передвижению почвенных вод могут быть применены те же закономерности, которые установлены в гидрогеологии для движения грунтовых вод, хотя и с некоторыми оговорками, на которых мы остановимся ниже. Изложим эти закономерности так, как это сделано в книге акад. Саваренского (1934).

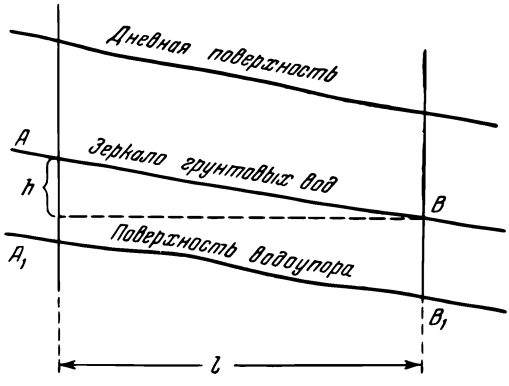


Рис. 85. Боковой внутрипочвенный сток.

Представим себе почвенно-грунтовую толщу в условиях склона и в ней на некоторой глубине зеркало почвенных вод AB (рис. 85). Совершенно очевидно, что, благодаря наличию разности уровней, вода должна протекать от сечения AA_1 к сечению BB_1. Скорость течения почвенных вод будет зависеть, во-первых, от величины напора, возрастая с его увеличением; во-вторых, скорость будет зависеть от длины пути потока, уменьшаясь с ее увеличением.

В целом зависимость скорости потока w от напора h и длины пути l можно выразить так:

$$w = f\left(\frac{h}{l}\right).$$

Отношение напора h к длине пути l носит название гидравлического уклона, или гидравлического градиента, и обозначается буквой i.

$$i = \frac{h}{l}.$$

Зависимость скорости движения воды от величины i в общем виде может быть выражена формулой

$$w = k \cdot i^n,$$

где w— скорость;
i — гидравлический градиент;
k — некоторая постоянная.

В тех случаях, когда вода протекает по крупным трещинам и пустотам, она имеет турбулентное движение (неравномерное, с разрывом сплошности). В этих случаях скорость ее передвижения подчиняется формуле Шези:

$$w = C\sqrt{Ri},$$

где C — коэффициент, зависящий от шероховатости стенок, вязкости воды и т. д.;

R — гидравлический радиус, т. е. отношение площади поперечного сечения потока к смоченному периметру;

i — гидравлический градиент.

Если в этой формуле $C\sqrt{R}$ примем за некоторую величину k_1, то формула Шези примет вид:

$$w = k_1 i^{1/2},$$

т. е. скорость потока в этом случае пропорциональна корню квадратному из величины гидравлического градиента.

В тех же случаях, когда подземный поток протекает по капиллярным промежуткам, его движение имеет характер л а м и н а р н о г о, т. е. без разрывов, с плавным изменением скорости, и подчиняется закону Дарси. Закон Дарси выражается уже знакомой нам формулой:

$$Q = K \cdot \omega \frac{h}{l}.$$

Очевидно, что если $\frac{h}{l} = 1$, то для площади поперечного сечения, равной единице, получим:

$$Q = K,$$

т. е. коэффициент водопроницаемости при уклоне, равном единице, численно равен количеству воды, протекающему в единицу времени через сечение, равное квадратной единице.

Известно, что расход потока зависит от скорости его и поперечного сечения потока. В соответствии с этим, формулу Дарси можно представить следующим образом:

$$Q = v \cdot \omega.$$

Сопоставляя это выражение с первоначальной формулой Дарси, получим:

$$v = K \frac{h}{l} = Ki,$$

т. е. скорость потока пропорциональна уклону в первой степени. При градиенте же $i = 1$ получим

$$v = K.$$

При этом нужно помнить, что величина ω есть сечение всего фильтрующего грунта, а не живое сечение самого потока. Поэтому скорость v не есть истинная скорость движения воды в грунте, а некоторая фиктивная скорость, которую имела бы вода, если бы она при данном расходе двигалась ко всему поперечному сечению грунта.

Так как K можно принимать численно за количество воды, фильтрующейся в единицу времени через единицу площади породы, то этот коэффициент можно назвать объемным, или коэффициентом расхода, в отличие от истинного коэффициента скорости, или скоростного. Действительная скорость получится, если мы примем сечение потока равным $\varphi\omega$, где φ представляет некоторую свободную фильтрующую часть единицы площади породы. Эту часть иногда принимают равной пористости породы, выраженной в долях единицы. Такое допущение приближается к истине лишь для пород крупнозернистых, в которых связанная влага занимает ничтожную долю порозности. В породах же тяжелых, где содержание

связанной влаги велико, она занимает бо́льшую долю порозности, в связи с чем ее влияние на величину активной порозности (на что указывал еще Лебедев) приходится учитывать. В этих случаях величина φ бывает значительно меньше величины порозности.

Очевидно, что истинная и фиктивная скорости связаны соотношением:

$$w = \frac{v}{\varphi}.$$

Нет никаких оснований сомневаться в том, что движение почвенных вод в общем подчиняется закону Дарси. Существенными особенностями, с которыми здесь нужно считаться, являются фильтрационные свойства почвенных толщ. Почвенные толщи, как правило, обладают слоистостью, которая обязана своим происхождением прежде всего процессу почвообразования. Отдельные почвенные горизонты отличаются друг от друга своим механическим составом, своей структурой и своим сложением. Все эти факторы, по понятным соображениям, существенно влияют на фильтрационные свойства почвенных горизонтов. Поэтому, во-первых, в данной почвенной толще коэффициент фильтрации, как правило, значительно изменяется в пределах немногих дециметров, а иногда даже и сантиметров. Во-вторых, величина коэффициента фильтрации в направлении, перпендикулярном к поверхности почвенной толщи, т. е. к направлению простирания почвенных горизонтов, будет иной, нежели вдоль этих горизонтов.

Поэтому мы вправе ожидать, что скорость потока почвенных вод должна очень сильно изменяться в зависимости от мощности потока, т. е. от того, по каким почвенным горизонтам он проходит, а сам поток может быть, так сказать, слоистым, т. е. его различные слои могут течь с различной скоростью.

Наблюдений над боковым стоком почвенных вод в литературе мы находим очень мало. Первые данные принадлежат Родникову (1940). Его наблюдения относятся к «глубоко дерновой сильноподзолистой среднесуглинистой почве на моренном суглинке», под ельником «зеленчуково-пролесковым». Уклон 1—2°. В этих условиях внутрипочвенный сток в 1935 г. (с повышенным количеством летних осадков) наблюдался в течение почти всего летнего периода, за исключением конца июня — начала июля. Родников приводит следующие количественные данные (в литрах на 1 м поперечного сечения), повидимому, средние, не указывая, к сожалению, к периоду какой продолжительности они относятся:

Сток из горизонта	A_1	0—20 см	0,4 л/м	в декаду
	A_2	20—50 »	0,2 »	» »
	A_2B	50—70 »	0,9 »	» »
	B	110—167 » (?)	0,6 »	» »

Наиболее обстоятельные данные по внутрипочвенному стоку можно найти у Васильева (1950). Он наблюдал боковой внутрипочвенный сток, являющийся следствием бокового стекания почвенных вод, в дерново-среднеподзолистой почве, развитой на легком покровном суглинке и подстилаемой тяжелым валунным суглинком и его дериватами. Васильев наблюдал внутрипочвенный сток раздельно в слое 0—40 см, который охватывал горизонты A_0, A_1, A_2 и A_2B, и в слое 40—60 см, который целиком относился к горизонту B. Результаты его наблюдений мы приводим в табл. 110. Сток почвенных вод в этой таблице охарактеризован величинами истинных скоростей движения почвенных вод, вычисленных на основании величин расхода влаги с учетом активной порозности, за

каковую Васильев принимает общую порозность минус объем пор, занятый влагой при влажности почвы, равной МГ.

Таблица 110

Скорость потока почвенных вод в среднеподзолистой почве на легком покровном суглинке. Уклон 0,017

(по данным Васильева, 1950)

Период наблюдений	Глубина почвенных вод в см	Истинная скорость потока в см/сутки	
		слой 0—40 см	слой 40—60 см
1940			
Весна			
3—22.V, среднее	12	71	45
Максимум 9.V	8	160	77
Осень			
15.IX—15.X, среднее	11	84	68
Максимум	5	192	98
Предзимье			
5.XI—10.XII, среднее	11	66	39
Максимум 18.XI	4	202	85

Из этой таблицы мы видим, что средняя скорость движения воды сильно меняется в зависимости от мощности потока — от 66 до 84 см/сутки в слое 0—40 см и от 39 до 68 см/сутки в слое 40—60 см, с максимумами 202 см/сутки для первого и 98 см/сутки для второго. Скорость в горизонте 0—40 см, таким образом, выше, чем в слое 40—60 см. Это вполне естественно, так как по механическому составу горизонты A_1 и A_2 в подзолистых почвах всегда бывают легче, чем горизонт В.

Говоря о стекающей гравитационной влаге и почвенных водах, мы должны остановиться еще на одном водном свойстве почв и грунтов, называемом *водоотдачей*. В гидрогеологии под этим термином понимают «способность породы, насыщенной водой, отдавать путем стекания большее или меньшее количество воды...» (Саваренский, 1934).

Такое представление мы можем перенести и на почву. Учитывая, что путем стекания отдается гравитационная влага, мы можем определить *водоотдачу почвы как способность последней отдавать гравитационную влагу путем стекания*.

Водоотдача может быть охарактеризована количественно.

Величина водоотдачи, отнесенная к какому-либо слою почвы, является величиной переменной — возрастающей, до известного предела, по мере понижения уровня почвенных, почвенно-грунтовых или грунтовых вод. Максимальная величина водоотдачи данного слоя, как это было показано еще Оппоковым (1901), будет, очевидно, равна разности между величиной ПВ и величиной НВ, так как первая представляет собою то наибольшее количество влаги, которое может содержаться в почве в целом или в каком-либо ее слое, а вторая характеризует собою то количество влаги, которое

остается в почве после стекания всей свободной гравитационной влаги и может длительно в почве удерживаться, независимо от того, смыкается ли толща, обладающая влажностью, равной НВ, с капиллярной каймой или нет.

Таким образом, обозначая максимальную величину водоотдачи [термин, предложенный Ткачуком (1949)] через МВО, мы можем написать равенство:

$$МВО = ПВ - НВ.$$

Однако фактическая величина МВО данного слоя обычно несколько меньше расчетной вследствие того, что полное насыщение почвы до величины ПВ в природе, как мы уже знаем, наблюдается не всегда, так как в почвенной толще нередко остается то или иное количество защемленного воздуха. В этих случаях истинная величина МВО будет меньше расчетной на ту величину объема почвы (если мы все эти величины будем выражать в объемных процентах), которая занята защемленным воздухом. Обозначая эту последнюю величину символом ОЗВ, можем написать:

$$МВО = ПВ - НВ - ОЗВ.$$

Для грунтов крупно- и среднезернистых в качестве величины НВ в это равенство должна входить величина $НВ_{ст}$, а для почв и грунтов мелкозернистых — величина $НВ_{пп}$.

Своей максимальной величины водоотдача данного слоя почвы достигает тогда, когда он, как было только что сказано, переходит из положения под уровнем почвенных, почвенно-грунтовых или грунтовых вод в положение над верхней границей капиллярной каймы. Если уровень почвенных вод останавливается где-то в промежуточном положении, т. е. когда данный слой почвы окажется находящимся хотя бы только частично в пределах капиллярной каймы, величина водоотдачи из этого слоя будет меньше и будет, очевидно, равна:

$$ВО = ПВ - КВ,$$

где КВ — величина капиллярной влагоемкости данного слоя при данном его положении над зеркалом почвенно-грунтовых или почвенных вод. Чем до большей глубины опустилось зеркало вод, тем меньше величина КВ и тем ближе будет величина водоотдачи к своему максимальному значению. Ткачук (1949) предлагает величину такой неполной водоотдачи называть «коэффициентом водоотдачи», с требованием указывать высоту колонны, для которой определяется эта величина.

Сказанное можно иллюстрировать графической схемой (рис. 86).

На рисунке изображено обычное распределение влажности в почвенной колонне над уровнем почвенных вод. Количественные показатели взяты характерные для песчаной колонны. По оси абсцисс отложены величины влажности в процентах от объема почвы, а по оси ординат — глубины. Возьмем элементарный почвенный слой, находящийся в начальный момент непосредственно под уровнем почвенных вод в положении *О*. Считая, для простоты рассуждений, что защемленный воздух отсутствует, мы можем принять объемную влажность этого слоя равной 40%. Допустим, что уровень почвенных вод постепенно опускается и наш элементарный слой почвы оказывается по отношению к уровню почвенных вод поочередно в положениях *I*, *II*, *III*, *IV* и т. д. Влажность этого слоя по мере опускания капиллярной каймы будет постепенно уменьшаться, так как будет уменьшаться его капиллярная влагоемкость, величина которой, как переменная, изображена внизу пунктирной стрелкой. То количество воды, которое будет при этом вытекать из данного элементар-

ного слоя, т. е. величина его водоотдачи, изображена на рисунке зачерненной частью элементарного слоя; заштрихованная часть соответствует КВ этого слоя при данном его положении. Величина водоотдачи, как видно из рисунка, постепенно возрастает — до тех пор, пока наш элементарный почвенный слой не достигнет положения *VIII*, т. е. не выйдет за пределы капиллярной каймы. Влажность этого слоя упадет в этот момент до величины $НВ_{ст}$, а водоотдача достигнет своей максимальной величины.

В соответствии с величинами ПВ и НВ, присущими различным почвам и грунтам, величины МВО варьируют от 25 — 30% от объема грунта в песках до 3—6% в лессовидных породах и долей процента в тяжелых глинистых породах.

В почвенных толщах, особенно в верхних почвенных горизонтах, вследствие их высокой общей порозности, величины МВО могут быть довольно большими. На приводимых ниже рис. 103—108, на которых в графической форме изображены водные свойства нескольких почв, расчетные величины МВО равны величинам порозности аэрации.

В тех случаях, когда данный элементарный слой с самого начала находится над уровнем почвенных или грунтовых вод, но в пределах капиллярной каймы, величина водоотдачи при понижении зеркала почвенных вод будет, вообще говоря, равна:

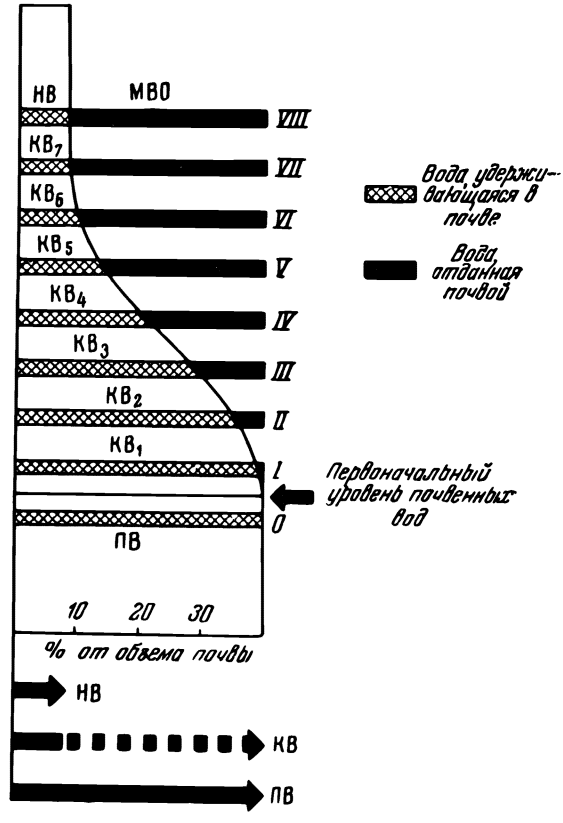


Рис. 86. Соотношение между полной, капиллярной и наименьшей влагоемкостями и водоотдачей (схема).

$$ВО = КВ_1 - КВ_2,$$

где $КВ_1$ и $КВ_2$ суть величины капиллярной влагоемкости данного элементарного слоя до и после понижения зеркала почвенных вод, при условии, что этот слой все время остается в пределах капиллярной каймы. Например, если в результате понижения уровня почвенных вод данный элементарный слой из положения *II* на рис. 86 перейдет в положение *V*, то величина водоотдачи ВО будет равна:

$$ВО = КВ_2 - КВ_5,$$

где $КВ_2$ и $КВ_5$, как это видно из рисунка, суть капиллярные влагоемкости данного слоя в положениях *II* и *V*.

До сих пор мы говорили о водоотдаче данного элементарного слоя, которая изменяется в зависимости от его положения по отношению к

зеркалу вод и к капиллярной кайме. Можно поставить и другой вопрос: какова будет общая, суммарная, водоотдача грунтовой или почвенной толщи при том или ином понижении уровня почвенных или грунтовых вод? Допустим для простоты рассуждений, что мы имеем дело с почвенно-грунтовой толщей, однородной по профилю в отношении водных свойств. При этом условии, отвечая на только что поставленный вопрос, мы можем различать два главных случая. Первый из них мы будем иметь тогда, когда верхняя граница капиллярной каймы в исходном своем положении находится ниже дневной поверхности почвенно-грунтовой толщи. В этом случае при понижении зеркала вод капиллярная кайма будет перемещаться вниз, так сказать, подобно самой себе, т. е. без изменения своей мощности и без изменения распределения влаги в пределах каймы, независимо от ее положения. В этом случае, очевидно, водоотдача будет максимальной и выразится величиной:

$$\text{МВО} = \frac{\Г \cdot (\text{ПВ} - \text{НВ})}{100} \text{ см водного слоя,}$$

где ПВ и НВ выражены в процентах от объема почвы, а Г — глубина понижения зеркала почвенных вод в сантиметрах.

Второй случай мы будем иметь тогда, когда зеркало почвенных вод в своем исходном положении находится на глубине меньшей, нежели наибольшая мощность капиллярной каймы. В этом случае величина водоотдачи не будет достигать своего максимального значения вследствие того, что часть влаги будет задерживаться и расходоваться на создание капиллярной каймы. И только после того, как капиллярная кайма оторвется от дневной поверхности, величина водоотдачи достигнет своего максимального значения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Свободная гравитационная влага появляется в почве при влажности, превышающей величину НВ. Эта влага характеризуется способностью — реальной или потенциальной — к нисходящему передвижению. Реальной она оказывается в тех случаях, когда на пути просачивания влаги через почвенно-грунтовую толщу нет никаких механических препятствий в форме абсолютно или относительно водоупорных слоев, т. е. когда водопроницаемость книзу не уменьшается. В этих случаях свободная гравитационная влага переходит в форму просачивающейся, т. е. передвигающейся в нисходящем направлении под влиянием силы тяжести. Направление передвижения такой влаги определяется силой тяжести, в то время как на скорость ее передвижения влияют также силы капиллярные и силы внешнего и внутреннего трения.

Скорость передвижения просачивающейся влаги определяется водопроницаемостью почвы, а водопроницаемость, в свою очередь, зависит от механического состава, сложения и структуры почвы.

Водопроницаемость почвы измеряется коэффициентом впитывания, который по мере хода просачивания влаги через почву обычно уменьшается, достигая, в конце концов, своей наименьшей, но уже более или менее устойчивой величины, когда он делается равным коэффициенту фильтрации.

Просачивание влаги может происходит как при полном, так и при неполном насыщении почвенно-грунтовой толщи влагой.

Водопроницаемость почв обладает большой изменчивостью как в пространстве, так и в пределах одного почвенного профиля.

При наличии на пути просачивающейся влаги механических препятствий в форме абсолютно или относительно водонепроницаемых слоев, эта влага накапливается над ними и переходит в форму подпертой гравитационной влаги. Она характеризуется гидростатической сплошностью. По достижении ее слоем некоторой минимальной мощности, тем большей, чем тяжелее механический состав, она приобретает свойство изливаться из искусственных или естественных разрезов, т. е. делается грунтовой водой. Это свойство возникает в результате определенного соотношения между гидростатическим давлением слоя подпертой гравитационной влаги, с одной стороны, и менисковых давлений, возникающих на стенке разреза,— с другой. Воображаемая поверхность, на которой эти давления взаимно уравновешиваются, называется зеркалом грунтовой воды. В естественных или искусственных разрезах эта поверхность маркируется зеркалом свободной воды.

Толща подпертой гравитационной влаги разделяется зеркалом грунтовой воды на две зоны: нижнюю — зону насыщения и верхнюю — капиллярную кайму. Распределение влаги в зоне насыщения равномерное, а содержание — близкое к величине ПВ. Однако полное насыщение наблюдается далеко не всегда, вследствие присутствия в зоне насыщения защемленного воздуха, объем которого может составлять до 10—20% от величины порозности.

Распределение влаги в капиллярной кайме характеризуется постепенным убыванием влажности снизу вверх, причем в нижней части капиллярной каймы наблюдается насыщение, близкое к полному, выше идет переходный слой с падающей кверху влажностью, а еще выше — слой с постоянной влажностью, который к капиллярной кайме уже не относится.

Предельная величина мощности капиллярной каймы в песчаных грунтах и почвах измеряется несколькими дециметрами, а в суглинистых и глинистых почвах и грунтах может достигать 2—3 м (реже до 6 м).

Подпертая гравитационная влага, в зависимости от характера залегания водоупорного слоя и его формы, может быть застойной или стекающей.

Капиллярная влагоемкость — величина переменная. Она зависит от мощности слоя, для которого определяется, и от высоты расположения этого слоя над зеркалом грунтовых вод.

Глава VII

СОСУЩАЯ СИЛА ПОЧВЫ

Из сказанного в предыдущих главах мы знаем, что почва обладает способностью при соприкосновении с водой образовывать с ней связную систему, причем вода, поступившая в почву, удерживается в последней с некоторой силой.

В основе этих явлений, как нам известно, лежит совокупность сил различной природы: адсорбционных, сорбционных, осмотических, капиллярных, которые, взаимодействуя между собою и с силой тяжести, и являются причиной того, что влага, поступившая в почву, удерживается последней с тем или иным напряжением.

Величина этих сил различна. Их высшим пределом являются величины порядка десятка или даже десятков тысяч атмосфер, каковыми характеризуются силы адсорбционной природы в сухой почве. По мере увеличения влажности почвы величина сил уменьшается, приближаясь к нулю в почве, насыщенной влагой.

При этом, как мы уже знаем, по мере увеличения влажности почвы силы одной категории исчерпываются, затухают и в поведении влаги начинают играть преобладающую роль силы иной категории. Однако отчетливо отграничить можно лишь область действия сил адсорбционных. Резкой границы между областями преобладания сил других категорий не существует — эти области перекрывают одна другую. Иными словами, существуют такие интервалы влажности почвы, в которых поведение влаги управляется совместно силами различных категорий, причем, в зависимости от ряда дополнительных условий (сложения почвы, содержания растворимых солей, температуры и т. д.), преобладание может переходить от одной категории сил к другой, даже при одной и той же влажности.

В этом перекрытии областей действия сил различных категорий и заключается, как мы уже говорили, пожалуй, наибольшая трудность трактовки почвенно-гидрологических явлений и их изучения. Последнее, естественно, всегда направлено на раскрытие существа явлений, и в его основе по большей части лежит количественное измерение тех или иных величин, характеризующих свойства почвенной влаги при той или иной влажности почвы. При имеющем же место перекрытии области действия сил и явлений разных категорий естественно, что простое измерение тех или иных величин не дает еще представления о природе действующих сил.

Эта трудность, весьма значительная, которую мы еще далеко не преодолели, породила тенденцию к отказу от ее преодоления и к замене познания сущности явлений простым количественным измерением их внешних проявлений. Выразилось это в том, что все силы различной природы, в совокупности определяющие собой поведение почвенной влаги, были объединены в одну, которую на русском языке удобнее всего называть сосущей силой почвы. Мы говорим: на русском языке — потому, что указанная только что тенденция, которая в настоящее время развилась уже в целое направление, ведет свое начало из-за рубежа.

Такая тенденция не представляет собою чего-либо случайного. Мы уже сталкивались с ней выше, когда говорили о взглядах зарубежных ученых на природу осмотического давления. Советскому почвоведению, опирающемуся на принципы диалектического материализма, такая тенденция, основанная на узком практицизме и провозглашающая непознаваемость как нечто неизбежное,— совершенно чужда. Мы не можем отказаться от познания природы явлений и их расчленения и заменить его простым количественным измерением их результатов.

Поэтому определение сосущей силы почвы мы рассматриваем как удобный и полезный вспомогательный прием, который может помочь в деле изучения существа явлений поведения почвенной влаги, но отнюдь не может его заменить.

Как мы уже говорили выше, под сосущей силой почвы принято понимать некоторую суммарную силу, с которой данная почва с данной влажностью будет, так сказать, стремиться присоединить к себе влагу при соприкосновении с последней. Самым характерным признаком этой силы является ее обратная зависимость от влажности почвы: с увеличением последней сосущая сила почвы уменьшается, и почти все исследования, посвященные изучению сосущей силы, имеют своей целью, собственно говоря, установление функциональной зависимости между влажностью почвы и ее сосущей силой.

История изучения сосущей, или всасывающей, силы почвы ведет свое начало, пожалуй, с исследований Бэкингема (Buckingham, 1907), хотя самый термин был предложен позднее Корневым (1924).

Бэкингем ввел представление о капиллярном потенциале, под которым он понимал ту работу, которую нужно затратить, чтобы извлечь из почвы единицу массы воды. В качестве такой единицы Бэкингем предложил брать 1 сг (сантиграмм) воды, ввиду того что влажность выражается обычно в процентах от веса почвы, т. е. в сантиграммах на 1 г сухой почвы.

Представим себе колонну почвы, которая была полностью насыщена влагой, после чего избытку влаги предоставили стечь. После прекращения стекания систему можно рассматривать как равновесную. Мы знаем, что в такой колонне содержание влаги снизу вверх будет убывать (см., например, рис. 77). Рассматривая это явление с энергетической точки зрения, мы можем сказать, что чем выше над свободной поверхностью воды расположен данный элементарный слой почвенной колонны, тем больше та работа, которая требуется для поднятия единицы массы воды в данный слой. Поэтому возникает вопрос: нельзя ли при равновесном состоянии влаги в колонне по высоте данного элементарного слоя над свободной поверхностью воды судить о присущем ему капиллярном потенциале?

Решение этого вопроса Бэкингем дал в следующей форме.

Пусть капиллярный потенциал почвенной колонны на высоте x равен ψ. Переместим небольшое количество воды dm с высоты x до высоты $(x + dx)$, на которой капиллярный потенциал равен $\left(\psi + \frac{\delta\psi}{\delta x}\, dx\right)$. Полная

работа, совершенная против капиллярного потенциала, очевидно, будет равна:

$$\psi dm - \left(\psi + \frac{\delta\psi}{\delta x} \cdot dx\right) dm = -\frac{\delta\psi}{\delta x} dx \cdot dm.$$

Так как при этом масса dm передвинулась на расстояние dx против силы тяжести, то совершенная работа равна

$$g \cdot dx \cdot dm.$$

Поскольку система находится в равновесии, то общая работа при перемещении на бесконечно малое расстояние равна нулю.
Отсюда

$$-\frac{\delta\psi}{\delta x} \cdot dx \cdot dm + g \cdot dx \cdot dm = 0,$$

или

$$\frac{\delta\psi}{\delta x} = g.$$

Зависимость капиллярного потенциала от влажности, которая в свою очередь является функцией высоты x, может быть выражена так:

$$\frac{\delta\psi}{\delta m} = \frac{\delta\psi}{\delta x} \cdot \frac{\delta x}{\delta m} = g \frac{\delta x}{\delta m} = \frac{g}{\delta m / \delta x}.$$

Следовательно, изменение величины капиллярного потенциала в зависимости от содержания влаги равно постоянной величине g, деленной на градиент влажности по высоте.

Интегрируя уравнение

$$\frac{\delta\psi}{\delta m} = g \frac{\delta x}{\delta m}$$

и учитывая при этом, что, согласно определению, $\psi = 0$, если $x = 0$, получаем

$$\psi = gx,$$

т. е. капиллярный потенциал элементарного слоя почвы прямо пропорционален его высоте над свободной поверхностью воды, находящейся в равновесии с влагой, равновесно распределенной в почвенной колонне.

Бэкингем, пользуясь этим методом, провел ряд определений зависимости капиллярного потенциала от влажности почвы, определяя распределение влажности в колоннах в состоянии равновесия. Его данные, относящиеся к трем почвам, представлены на рис. 87. Из него не трудно видеть, что чем легче механический состав, тем, при той же влажности, меньше величина капиллярного потенциала. Выражая величину капиллярного потенциала в сантиметрах водяного столба, мы видим, например, что при влажности, равной 18%, величина капиллярного потенциала песчанистого суглинка Норфольк равна 10 см, а более тяжелого суглинка Леонардтоун — около 35 см.

Метод, предложенный Бэкингемом, как справедливо указывает Долгов (1948а, стр. 122), при большой своей простоте обладает существенными техническими недостатками, значительно понижающими его точность. Кроме того, область его применения принципиально ограничена. Мы уже знаем, что наименьшая влагоемкость является той величиной, которая характеризует собой равновесную влажность верхних частей

высоких колонн и в тех случаях, когда находящаяся в их нижних частях влага подпирается свободной поверхностью воды. В этом случае влажность высоких колонн, начиная с некоторой высоты, на которой кончается подпирающее действие свободной воды, оказывается, при условии предшествующего сквозного промачивания, величиной постоянной. Указанный случай демонстрируется табл. 32 и рис. 50. Очевидно, говорить о зависимости между влажностью и высотой колонны здесь можно лишь применительно к нижним отрезкам колонн — 170 см в табл. 32 и 70 см на рис. 50. В вышележащих частях колонн влажность постоянна и от высоты не зависит. Следовательно, метод Бэкингема дает возможность измерять капиллярный потенциал лишь в интервале влажностей между полной влагоемкостью (когда он равен нулю) и наименьшей влагоемкостью. Этот интервал очень велик для песчаных почв и грунтов, у которых в верхних частях колонн остается лишь стыковая влага, и очень невелик для суглинистых и глинистых почв, у которых наименьшая влагоемкость в среднем составляет 60 — 70% от полной.

По всем этим причинам естественно, что многие исследователи начали искать более совершенные методы определения капиллярного потенциала и нашли такой метод в форме так называемого капилляриметра.

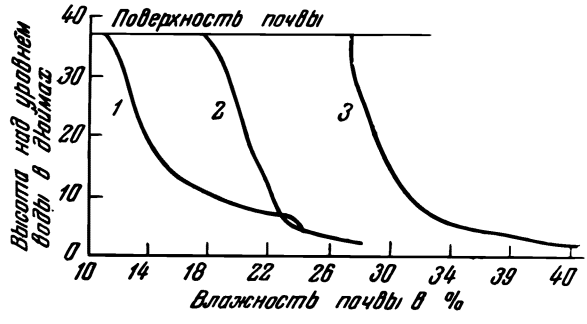


Рис. 87. Зависимость величины капиллярного потенциала от влажности почвы (по Бэкингему).

1 — песчанистый суглинок Норфольк; *2* — суглинок Леонардтоун; *3* — глина Сессиль.

Впервые капилляриметр был предложен, повидимому, русским исследователем Корневым, которому принадлежит и термин «всасывающая сила почвы» (1924). Существенной частью его прибора был сосуд из тонкопористой обожженной глины, сходный со свечой Чемберлена. Этот сосуд заполняли водой, соединяли с манометром и погружали в почву, сосущую силу которой требовалось определить. Почва, соприкасаясь со стенками сосуда, начинала вытягивать из него воду, вследствие чего давление, измеряемое манометром, понижалось до установления равновеся. Это равновесное давление и характеризовало собою сосущую силу почвы. Данный тип капилляриметра, при наличии некоторых недостатков, обладает тем огромным преимуществом, что позволяет измерять сосущую силу почвы в естественных условиях залегания последней. Это позволило Корневу найти широкое чисто практическое применение для своего прибора в подземном орошении. За последние годы несколько модифицированный прибор Корнева получил широчайшее распространение в Америке в виде так называемых тензиометров — приборов для измерения сосущей силы почвы в полевой обстановке.

Более совершенные капилляриметры, но для работы в лабораторной обстановке, были предложены рядом исследователей. Мы кратко остановимся на капилляриметре Секера в модификации Долгова. Такой капилляриметр изображен на рис. 88, который мы заимствуем из работы Долгова (1948а, рис. 26). Существенной частью прибора являются воронки с тонкопористой мембраной из пористого стекла. Эти воронки помещаются над бюретками. Вся система присоединяется к насосу и в нее включается ртутный манометр, позволяющий измерять величину давления в системе.

Принцип работы капилляриметра заключается в следующем. На поверхность тонкопористой мембраны помещают навеску почвы, избыточно увлажненную водой. Избытку воды дают стечь. Для облегчения стекания и удаления капель к нижней поверхности мембраны подводят изображенный на рис. 88 жгут из фильтровальной бумаги. По окончании стекания отмечают уровень воды в бюретках. Затем в системе при помощи насоса создают определенное разрежение, величина которого измеряется манометром. Благодаря создавшейся разности давлений, некоторая часть воды вытекает из почвы. Это стекание прекращается в тот момент, когда сосущая сила почвы сделается равной разности давлений. Вытекшее количество воды определяют путем отсчета на бюретке. После этого создают новое, более сильное разрежение. Из почвы вытекает еще некоторое количество воды, вытекание которой опять прекращается в тот момент, когда сосущая сила почвы, возрастающая по мере обезвоживания, сделается равной разности давлений. Количество вытекшей влаги снова определяется. Опыт продолжается совершенно так же до тех пор, пока разность давлений не достигнет предельной величины, равной 1 атм. Практически последнее никогда не достигается и опыт заканчивается при давлении, равном 60—70 см ртутного столба.

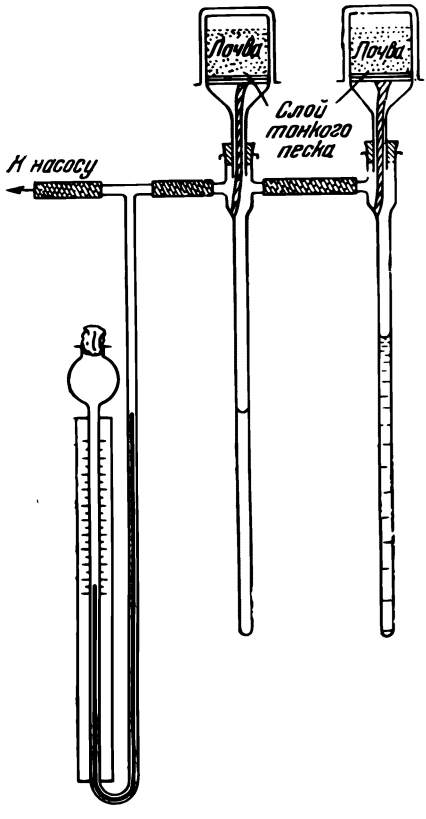


Рис. 88. Вакуум-капилляриметр Сек ра (рисунок заимствован из книги Долгова)

Определив после этого количество влаги, оставшееся в почве, и суммируя его с количеством влаги, вытекшим в бюретку, мы узнаем общее количество влаги, первоначально содержавшееся в почве при разности давлений, равной нулю. Затем мы можем подсчитать содержание влаги, остававшееся в почве при каждой разности давлений, и построить кривую зависимости между давлением (т. е. величиной сосущей силы почвы, или величинами капиллярного потенциала) и соответствующими величинами влажности почвы.

На рис. 89 мы приводим несколько таких кривых, составленных нами по данным Долгова (1948а, табл. 35).

[1] Как было сказано выше, капилляриметр позволяет измерять сосущую силу почвы в пределах от 0 до 0,9 атм. Для более высоких давлений был предложен метод центрифуги. Последняя применялась для изучения свойств почвеной влаги Лебедевым, а также американскими исследователями. Для определения сосущей силы почвы применение центрифуги было предложено Гарднером (Gardner, 1920) и осуществлено Скофильдом (Schofield, 1935). Однако в формуле последнего обнаружилась существенная погрешность, на которую указал Долгов (1948а). После внесения Долговым исправлений формула для вычисления силы, с которой влага удерживается в центрифугируемой почве, имеет следующий вид:

$$H = \frac{h}{2}\,\frac{N^2 \cdot r}{300^2},$$

где H — искомая сила в см водяного столба;
h — толщина слоя почвы в стаканчике центрифуги в см;
N — число оборотов центрифуги в минуту;
r — радиус вращения почвенного образца в см, измеряемый от оси центрифуги до середины толщины слоя почвы.

Интервал влажности, в пределах которого сосущую силу почвы можно определять при помощи центрифуги, зависит главным образом от числа оборотов последней. Долгову, работавшему с центрифугой Лебедева, удавалось измерять сосущую силу в пределах от 200 до 10 000 см водяного столба, т. е. от 0,2 до 10 атм.

Техника определения заключается в том, что в стаканчики центрифуги, имеющие сетчатое дно, покрытое листком фильтровальной бумаги, помещают навески почв, избыточно увлажненные. Центрифугу приводят во

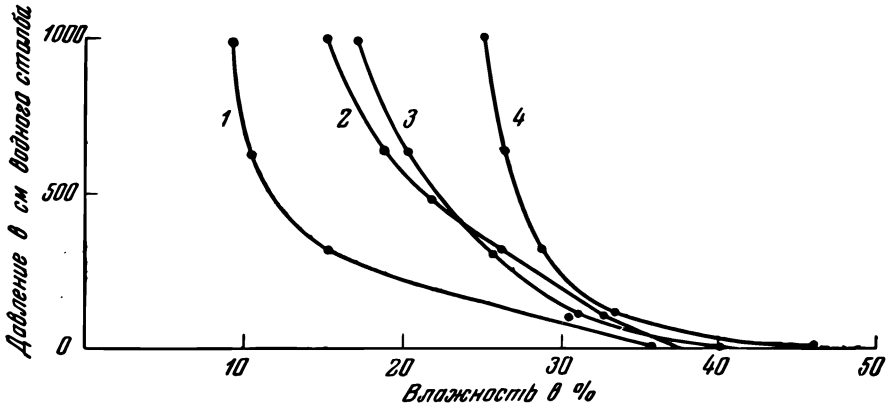


Рис. 89. Изменение влажности почв в зависимости от давления отсасывания (по данным Долгова)
1 — пылеватый суглинок; *2* — лесс; *3* — серозем А; *4* — серозем андижанский

вращение, вызывающее вытекание из почвы всего того количества влаги, которое удерживается почвой с силой, меньшей, чем центробежная сила центрифуги при данном числе оборотов. После этого образцы почв извлекают из стаканчиков и в этих образцах определяют содержание влаги. Затем берут новые образцы, также избыточно увлажненные, и опыт повторяют снова, но уже при большем числе оборотов центрифуги, т. е. при большей центробежной силе. Вычислив величины центробежных сил при разном числе оборотов, т. е. соответствующие величины сосущих сил, по приведенной выше формуле, мы можем построить кривую зависимости между этими силами и отвечающими им величинами содержания влаги.

Для определения величин сосущих сил, превышающих те величины, которые могут быть определены при помощи центрифуги, было предложено пользоваться методом упругости водяных паров. Из главы III мы знаем, что влажность почвы в пределах от нуля до величины МГ зависит от относительной упругости водяного пара, с которым почва находится в равновесии. Можно сказать, что атмосфера, не насыщенная водяным паром, обладает как бы определенной силой, стремящейся извлечь из почвы влагу. В состоянии равновесия эта сила будет равна сосущей силе почвы при данной равновесной ее влажности. Эту силу можно вычислить, зная относительную влажность воздуха и температуру. Этот метод был предложен Томасом (Thomas, 1921), а позднее использован Скофильдом (Schofield, 1935).

Сосущая сила при этом вычисляется по следующей формуле:

$$H = -\frac{RT}{Mg} \ln\left(\frac{h}{100}\right),$$

где H — искомая сила в см водяного столба;
R — газовая постоянная, равная 8133×10^7 эргмолей;
T — абсолютная температура;
M — молекулярный вес воды, равный 18,02;
g — ускорение силы тяжести, равное 981 см/сек^2;
h — относительная влажность воздуха.

Вставив в формулу постоянные величины и заменяя натуральные логарифмы десятичными, для температуры 20° С получаем:

$$H = 3{,}32 \cdot 10^6 \lg \frac{100}{h}.$$

Различная упругость водяного пара может создаваться различными солями, взятыми в форме насыщенных растворов или в твердом виде. Помещая эти растворы или твердые соли в эксикаторы и выдерживая над ними навески почвы до установления постоянного веса, мы можем найти величины влажности почвы, равновесные по отношению к данной относительной упругости водяного пара. Вычислив по вышеприведенной формуле величины «сосущих сил», мы можем и в этом случае составить кривые зависимости между величинами влажности почвы и соответствующими величинами сосущих сил. Этот метод позволяет измерять сосущую силу в интервале примерно от 30 000 до 1 000 000 см водяного столба, т. е. от 30 до 1000 атм.

Таким образом, применяя различные методы, мы можем измерять сосущую силу почвы при любых ее влажностях — начиная от полного насыщения, когда сосущая сила равна нулю, и кончая почти сухой почвой, когда эта сила приближается к 10^7 см водяного столба, или 10^4 атм.

Так как оперировать с величинами, лежащими в таком огромном интервале, неудобно, Скофильд (1935) предложил заменить эти величины их логарифмами — подобно тому, как это делается при измерении концентрации водородных ионов.

Сосущую силу мы можем рассматривать как величину свободной энергии данной почвы, выраженную в единицах давления, т. е. в сантиметрах водяного столба. Обозначив свободную энергию символом F, Скофильд предложил логарифм этой величины обозначить символом pF, аналогично pH. Так как F измеряется в сантиметрах водяного столба, то, следовательно, 1 атм. (1033 см водяного столба) соответствует pF, равному 3. При уменьшении влажности почвы до нуля величина pF стремится к своему верхнему пределу, равному примерно 7, что соответствует 10^4 атм.

На рис. 90, заимствованном из работы Долгова (1948а, рис. 30), изображены кривые зависимости величины pF от влажности почвы для четырех почв. Кривые построены на основании измерения величины pF всеми тремя описанными методами — капилляриметра, центрифуги и метода равновесия с паром воды, не насыщающим пространство. Интервалы применения последних двух методов не смыкаются один с другим, вследствие чего в кривых имеется разрыв в интервале pF от 4,0 до 4,3.

Для этого интервала Скофильд предложил применение четвертого метода — измерения величины понижения температуры замерзания почвенной влаги. Зависимость между величиной pF и величиной понижения температуры замерзания выражается следующей формулой:

$$\mathrm{pF} = 4{,}1 + \lg_{10} t,$$

где t — величина понижения точки замерзания в градусах Цельсия.

На рис. 91 мы приводим еще один пример графического выражения зависимости между влажностью почвы и ее pF, заимствуя его из работы Скофильда (1935, рис. 3). Рисунок относится к суглинку Гринвиль.

На этом рисунке обращает на себя внимание прежде всего тот факт, что кривая состоит из двух ветвей — верхней и нижней, довольно сильно расходящихся между собой. Верхняя кривая, как это показано стрелками, получена в процессе обезвоживания (высушивания) предварительно сильно избыточно увлажненной почвы. Нижняя кривая получена в процессе оводнения (увлажнения) первоначально сухой почвы. Из сопоставления этих двух кривых мы видим, что одна и та же величина pF создается при значительно более низкой влажности в процессе оводнения сухой почвы,

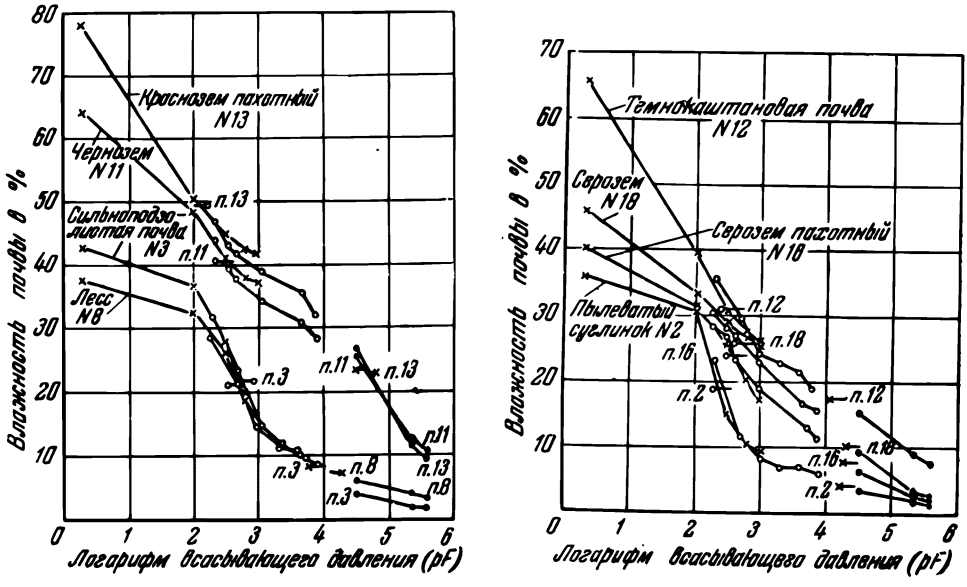


Рис. 90. Зависимость сосущей силы почвы (логарифм всасывающего давления) от влажности почвы (по Долгову).

Горизонтальными черточками с кружком обозначена наименьшая влагоемкость, черточками с крестиком — влажность завядания.

нежели в процессе иссушения влажной почвы. Или, выражаясь иначе, одна и та же влажность создает гораздо более высокую величину pF в процессе иссушения влажной почвы, нежели в процессе оводнения сухой. Такое различие в поведении влаги в зависимости от предшествующей истории образца называется гистерезисом. О его причинах мы уже говорили выше. Как можно видеть из рис. 91, гистерезис наблюдается во всем интервале влажности, начиная от той ее величины, которая соответствует относительной влажности воздуха, равной 50%, т. е. от того момента, когда начинает проявляться капиллярная конденсация.

Перейдем теперь к оценке величины pF, как средства характеристики почв и орудия исследования последних.

Важнейшее значение величины pF заключается, пожалуй, в том, что при помощи этих величин мы можем находить эквивалентные величины влажности различных почв, а следовательно, и сравнивать их между собой в отношении их водно-физических свойств. В самом деле, можем ли мы непосредственно ответить на вопрос о том, какая почва «суше» — песок ли с влажностью, скажем, 8%, суглинок с влажностью 10% или глина с влажностью 15%. Казалось бы, что наиболее сухим является песок, а наиболее влажной — глина. Однако, если мы,

допустим, узнаем, что максимальная гигроскопичность первого равна 1%, второго 4%, а третьей 12%, то окажется, что наибольшее количество свободной влаги содержит песок, а наименьшее — глина. Поэтому сравнивать влажность почв различного механического состава на основании величин абсолютной влажности нельзя. Мы должны располагать способом превращения их в относительные величины. Это можно делать путем сопоставления их с максимальной гигроскопичностью или наименьшей влагоемкостью и путем выражения величин влажности в процентах от названных величин. Лебедев (1936, стр. 90), который и ввел представление об эквивалентной влажности, предлагал выражать влажность почвы по отношению к ее максимальной молекулярной влагоемкости.

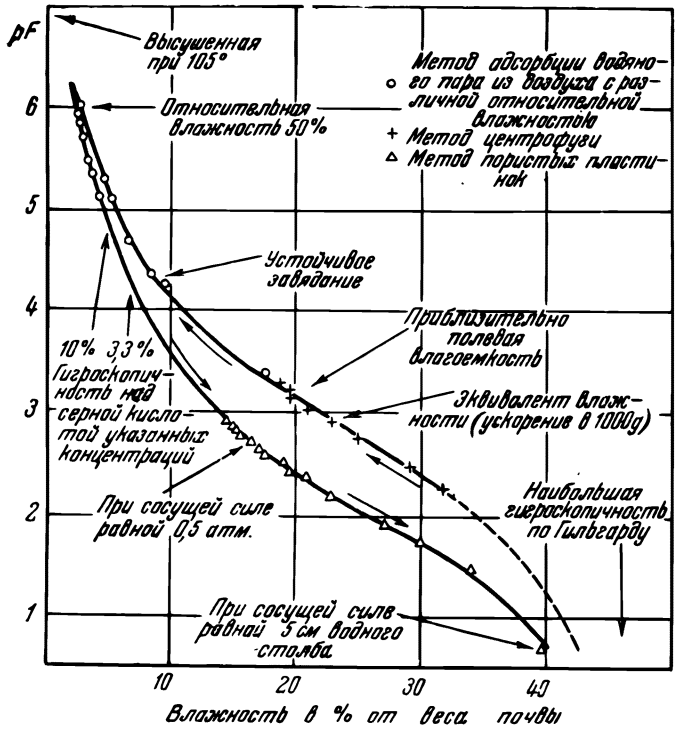


Рис. 91. Зависимость сосущей силы почвы (pF — логарифм всасывающего давления) от влажности почвы в процессе оводнения (нижняя кривая) и в процессе иссушения (верхняя кривая) (по Скофильду).

Смысл этих приемов заключается в том, что величины влажности, равные либо МГ, либо ММВ, либо НВ и т. д., относящиеся к различным почвам, представляют собою эквивалентные величины. Не трудно понять, что, скажем, величина ММВ, определяемая в любой почве при центробежном ускорении, в 18 000 раз превышающем ускорение силы тяжести, для всех почв будет величиной энергетически равноценной — в том смысле, что для доведения влажности почвы до этой величины к влаге, содержащейся в любой почве, нужно применить одну и ту же силу. Такие энергетически равноценные величины влажности мы и называем эквивалентными величинами влажности. Относя наблюденные нами величины влажности различных почв к какой-либо из этих, постоянных для каждой почвы, величин, мы получаем ряд относительных величин, по которым и можем качественно сравнивать влажность в совершенно различных по грану-

лометрическому и аггрегатному составу почвах. Мы можем утверждать, что две почвы, имеющие одинаковые величины влажности, при выражении их по отношению, скажем, к ММВ или МГ обладают эквивалентной или, иначе, качественно одинаковой влажностью.

Поскольку эквивалентные величины влажности энергетически равноценны, то, очевидно, почвы, обладающие эквивалентными величинами влажности, должны обладать и одинаковой сосущей силой. Поэтому наиболее объективной качественной характеристикой влажности почвы является выражение этой влажности через величину сосущей силы, т. е. через pF.

Имея ряд почв с различной влажностью и определив величины pF, соответствующие этим величинам влажности, мы можем вполне объективно сравнивать относительную влажность почв на основании сопоставления соответствующих величин pF. Почвы с одинаковыми величинами pF мы можем считать обладающими эквивалентными, т. е. относительно равными, величинами влажности. При этом определение pF должно совершаться по возможности одним и тем же методом и одинаково — в том смысле, что оно будет определяться либо в процессе оводнения, либо в процессе иссушения, для того, чтобы избежать влияния гистерезиса.

Из всего сказанного вытекает, что такие водно-физические константы, как, например МГ, НВ, ММВ и т. д., должны, казалось бы, характеризоваться в различных почвах одинаковыми для всех этих почв и для каждой из этих констант величинами pF.

Попытка проверить это положение была сделана прежде всего Ботельо да Коста (Botelho da Costa, 1938), который на основании своих экспериментов установил, что влажности завядания во всех почвах отвечает величина pF, равная 4,2, что соответствует 16 атм.

Рэсселль (Russell, 1940) устанавливает следующую зависимость:

pF влажности завядания	4,18
pF «гигроскопического коэффициента»	4,54
pF «эквивалента влажности»	2,70

В дальнейшем вопрос о соответствии водно-физических констант определенным величинам pF, одинаковым для всех почв, был подвергнут изучению Долговым (1948б). Он определил для нескольких почв величины наименьшей влагоемкости, максимальной молекулярной влагоемкости и влажности завядания и соответствующие им величины сосущих сил (или капиллярных давлений). Результаты определений представлены в табл. 111, в которую мы ввели величины pF.

Из этих данных мы видим, что каких-либо строго определенных величин pF, соответствующих той или иной водно-физической константе, не существует. Так, по этим данным, пределы колебаний оказались равными:

	Сосущая сила в атм.	pF
Наименьшая влагоемкость	от 0,14 до 0,65	от 2,15 до 2,81
Максимальная молекулярная влагоемкость	» 4,1 » 7,9	» 3,61 » 3,90
Влажность завядания	» 9,1 » 27,5	» 3,96 » 4,44

Следовательно, можно говорить лишь о том, что каждой водно-физической константе отвечает определенный интервал величин pF — более широкий в одних случаях и более узкий — в других.

Отсюда Долгов делает вполне обоснованное заключение о том, что определять эти константы путем снятия их с кривых зависимости pF от влажности почвы — недопустимо.

Мы, со своей стороны, укажем еще на то, что определения pF, как правило, проводятся на образцах с нарушенным сложением. Между тем,

Таблица 111

Водно-физические свойства нескольких почв и отвечающие им величины pF
(по Долгову, 1948 б)

Название почвы	Наименьшая влагоемкость			Максимальная молекулярная влагоемкость			Влажность завядания		
	Влажность в %	Сосущая сила в атм.	pF	Влажность в %	Сосущая сила в атм.	pF	Влажность в %	Сосущая сила в атм.	pF
Легкий пылеватый покровный суглинок .	18,9	0,26	2,41	7,1	4,1	3,61	4,2	19,9	4,30
Горизонт A_1A_2 подзолистой почвы на тяжелом покровном суглинке	22,0	0,55	2,74	8,7	7,2	3,86	8,6	9,1	3,96
Лессовидный суглинок	21,2	0,49	2,69	10,1	5,8	3,76	7,4	15,5	4,19
Тучный глинистый чернозем, горизонт 0—22 см	40,7	0,40	2,60	28,7	7,1	3,85	23,8	21,6	4,33
Темнокаштановая . . .	31,0	0,45	2,65	21,3	4,1	3,61	15,1	12,6	4,10
Краснозем	49,5	0,14	2,15	31,7	7,9	3,90	23,1	34,6	4,54
Серозем	23,9	0,41	2,61	11,6	7,1	3,85	7,8	23,4	4,37
Серозем	25,9	0,65	2,81	15,5	7,6	3,88	10,3	27,5	4,44
Среднее . .		0,42	2,62		6,4	3,81		20,5	4,31

как мы видели выше, наименьшая влагоемкость, например, в сильной степени зависит от сложения почвы. Так, для темнокаштановой почвы № 12 в работе Долгова наименьшая влагоемкость в насыпном образце оказалась равной 31%, что соответствует pF 2,65. Нижние горизонты этой же почвы дали бы, вероятно, такую же кривую зависимости pF от влажности, что и верхний слой. Поэтому, пользуясь рис. 29 в книге Долгова (1948а), мы можем найти, что наименьшей влагоемкости, равной 21% (см. табл. 17 в книге Долгова), отвечало бы pF, равное примерно 3,7. Таким образом, величина сосущей силы может изменяться в 1,5 раза в зависимости от сложения исследуемого образца почвы.

Измерение сосущей силы почвы может быть использовано для определения размера почвенных пор. Этот вопрос разрабатывался Скофильдом (Schofield, 1938), Дояренко (1941), Лимером и Лютцем (Leamer and Lutz, 1930) и другими.

Принцип метода заключается в следующем. Поместим в воронку капилляриметра (рис. 88) навеску или монолитик почвы, полностью насыщенный водой, и начнем ступенчато понижать давление. После каждого изменения давления из почвы будет вытекать некоторое количество воды. Следующее понижение давления будем создавать лишь после того, как стекание воды, вызванное предшествующим понижением, прекратится.

Собирая вытекающую воду отдельными порциями и измеряя их объем, мы можем установить, какой объем влаги отвечает тому или иному интер-

валу давлений сосания или, что то же, тому или иному интервалу величины сосущей силы. Влага, вытекающая из почвы при высоких величинах влажности, удерживалась капиллярными силами, величина которых зависит от кривизны менисков, а следовательно, как мы знаем, от диаметра пор. Эта зависимость может быть выражена математически. Высота капиллярного подъема H, а значит и равная ей величина сосущей силы, при полном смачивании находится в следующей зависимости от поперечника капилляра d:

$$H = \frac{0{,}30}{d},$$

где H и d выражены в сантиметрах.

Таким образом, для того, чтобы извлечь из капилляра, диаметр которого равен d см, находящуюся в нем воду, мы должны приложить сосущую силу, равную

$$H = \frac{0{,}30}{d} \text{ см водяного столба.}$$

И наоборот, если мы прилагаем силу, равную H см водяного столба, то эта сила вызовет вытекание воды из всех капиллярных пор, диаметр которых d удовлетворяет неравенству:

$$d \geqslant \frac{0{,}30}{H}.$$

Следовательно, если в капилляриметре мы увеличили давление сосания, скажем, от 10 до 20 см водяного столба, то вода должна вытечь из всех «капилляров», диаметр которых лежит в пределах

$$\frac{0{,}30}{10} \geqslant d \geqslant \frac{0{,}30}{20} \text{ см,}$$

или $0{,}03 \geqslant d \geqslant 0{,}015$ см.

«Измеряя объем вытекающей жидкости при определенном отрицательном давлении, можно определить объем капилляров любого размера».

Так формулирует результаты подобных определений Дояренко (1941), а также Лимер и Лютц (1940).

Нам кажется, что такая формулировка не вполне точна. Она целиком соответствовала бы сущности явлений, если бы в почве мы имели дело с цилиндрическими капиллярными трубками. На самом же деле почвенные «капилляры» представляют совокупность пор различного диаметра, связанных между собою проходами меньшего диаметра.

Если взять в качестве модели «идеальную почву» из шарообразных частиц с радиусом R, то при кубической укладке последних, как мы знаем, диаметр пор равен $1{,}46R$, в то время как диаметр проходов, их соединяющих, равен $0{,}84R$. Для случая гексагональной упаковки соответствующие величины равны $0{,}576R$ и $0{,}310R$. Спрашивается: какой же из двух диаметров брать для определения того давления сосания, которое необходимо для опоражнивания пор данного размера?

Мы знаем, что влага в почве, при данных величинах влажности, удерживается разностью поверхностных давлений, развиваемых, с одной стороны, совокупностью менисков, образующих нижнюю поверхность водного тела, с другой стороны — совокупностью менисков, образующих верхнюю поверхность того же тела. Эта сила имеет наибольшую величину тогда, когда мениски верхней поверхности обладают наименьшей величиной поверхностного давления, т. е. наибольшей кривизной. А это соответствует их положению в наиболее узких участках «почвенных капилляров». Следовательно, для опоражнивания пор мениски верхней поверхности необходимо вытолкнуть из наиболее узких проходов между порами. Поэтому для вычисления величин необходимых давлений капиллярного сосания

нужно пользоваться в случае «идеальной почвы» меньшими величинами, т. е. $0{,}84R$ при кубической укладке и $0{,}31R$ при гексагональной.

И наоборот, если мы знаем, что при некоторой величине сосущей силы H из почвы вытек объем воды V, то это значит, что такой объем имела совокупность пор или систем пор, диаметр выходных отверстий из которых удовлетворяет неравенству:

$$d \geqslant \frac{0{,}30}{H}.$$

Диаметры же самих этих пор, т. е. их расширенных участков, могут быть значительно бо́льшими, так как величина сосущей силы, требующейся для их опоражнивания, в согласии с вышесказанным, от величин этих диаметров не зависит.

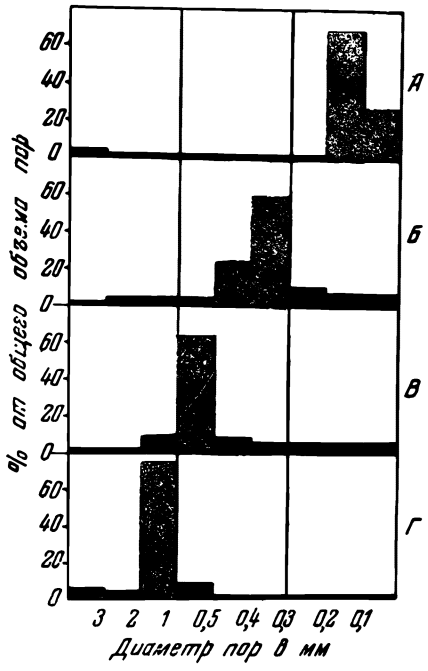


Рис. 92. Содержание пор различного размера (в процентах от общей порозности) в различных механических фракциях (по Лимеру и Лютцу)

А — пыль; *Б* — очень тонкий песок; *В* — тонкий песок; *Г* — средний песок

Приведенные соображения относятся к тому случаю, когда влага удерживается чисто капиллярными силами, т. е. является капиллярно подвешенной. Если механический состав почвы таков, что влага в ней содержится в форме пленочно подвешенной, то все вышеприведенные рассуждения остаются в силе, с той только разницей, что понижение давления в капилляриметре вынуждено будет преодолевать не капиллярные силы, а сорбционные, которые и в этом случае наибольшее сопротивление вытеканию влаги будут создавать в узких проходах между порами, а не в центральных частях последних. Так что и в этом случае измеряемые величины сосущей силы, при которой опоражнивается та или иная система пор, будут определяться поперечником суженных участков этой системы пор.

Следовательно, измерив объем воды V, вытекающей при изменении давления сосания с H_1 до H_2 см водяного столба, говорить о том, что этот объем имеет совокупность пор, диаметр d которых лежит в пределах

$$\frac{0{,}30}{H_1} \geqslant d \geqslant \frac{0{,}30}{H_2},$$

— нельзя. Мы можем лишь утверждать, что этот объем воды был заключен в порах или в системах пор, диаметр суженных выходов из которых удовлетворяет вышенаписанному неравенству.

На рис. 92 мы приводим результаты исследований Лимера и Лютца, относящиеся к отдельным механическим фракциям. Из этих данных мы видим, что, действительно, для каждой фракции можно установить определенную величину поперечника выходных отверстий из почвенных пор, которая обладает огромной частотой встречаемости, значительно превышающей частоту встречаемости поперечников любого другого размера.

Однако такое резкое преобладание поперечников определенного размера, какое мы видим на рис. 92, встречается лишь при том условии, что исследуемый объект по своему механическому составу приближается к монодисперсной системе, т. е. что в нем резко преобладают частицы, размер которых лежит в узких пределах. Таким свойством обладают по большей части лишь песчаные и отчасти супесчаные почвы и грунты. Что же касается гораздо более широко распространенных суглинистых и глинистых почв и пород, являющихся, как правило, системами полидисперсными, то в них такое преобладание поперечников того или иного размера бывает выражено в гораздо меньшей степени. При этом существенное влияние оказывает структура почвы. В структурной почве мы можем различать, как указывает Дояренко (1941), две категории скважности: скважность внутриаггрегатную и скважность межаггрегатную. Размер пор, относящихся к последней категории, как правило, больше, чем относящихся к первой. Дояренко (1941) определял при помощи капилляриметра размер пор в нерассеянной почве и в отдельных структурных фракциях. Результаты этих определений изображены на рис. 93, который мы заимствуем из работы Дояренко.

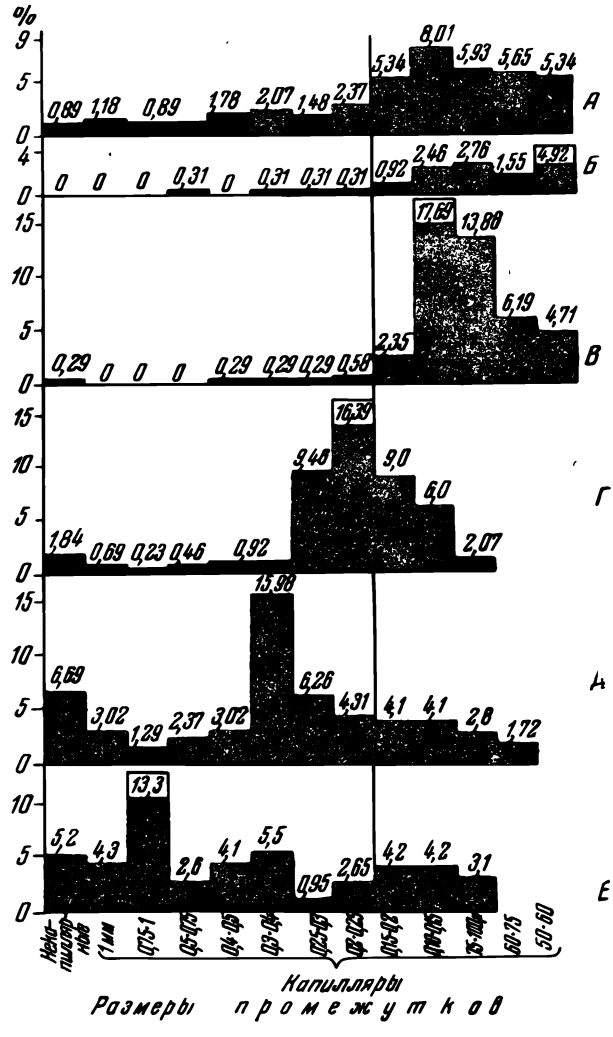


Рис. 93. Содержание пор различного размера (в процентах от общей порозности) в различных структурных фракциях чернозема и в нерассеянной почве (по Дояренко).

А — нерассеянная почва, структурный коэффициент 10,66; *Б* — фракция<0,25 мм; *В* — фракция 0,25—0,5 мм, структурный коэффициент 1,74; *Г* — фракция 0,5—1 мм, структурный коэффициент 30,91; *Д* — фракция 1—2 мм, структурный коэффициент 42,0; *Е* — фракция 2-3 мм, структурный коэффициент 38,55.

К большому сожалению, Дояренко доводил определения пор лишь до размера 0,05 мм, вследствие чего распределение пор более мелких, в сумме во всех случаях составлявших свыше 50% от общей порозности, осталось неизученным.

Рассматривая рис. 93, мы видим, что в нерассеянной почве (верхний график) наблюдается некоторое преобладание пор 0,10—0,15 мм, хотя в общем диаграмма является не характерной.

Еще менее характерным является график, относящийся к фракции меньше 0,25 мм, в которой свыше 85% всех пор лежит за пределами определения.

Наоборот, фракции 0,25—0,5; 0,5—1,0; 1—2 и 2—3 мм дали очень характерные графики, с резко выраженным преобладанием пор определенного размера, которые, очевидно, и являются преобладающими среди всех межаггрегатных пор. Интересно, что для всех этих четырех фракций получается одинаковое отношение:

$$\frac{\text{Средний диаметр преобладающих пор}}{\text{Средний диаметр аггрегатов}} = 0{,}33,$$

Подведем итоги сказанному в настоящей главе.

Сосущей силой почвы мы называем ту суммарную силу, независимо от ее природы, с которой почва при данной ее влажности стремится, так сказать, присоединить к себе влагу. Сосущая сила уменьшается с увеличением влажности почвы, и нахождение зависимости между влажностью почвы и ее сосущей силой является обычно главной целью при определении сосущей силы почвы.

Ввиду того, что решение различных вопросов, касающихся поведения воды в почве, часто упирается в необходимость познания сущности явлений, лежащих в основе этого поведения,— заменить изучение этой сущности простым измерением сосущей силы почвы нельзя. Однако в некоторых случаях определение величины этой силы может оказаться полезным орудием исследования, позволяя находить эквивалентные величины влажности различных почв.

Измерение этой силы позволяет также давать некоторую характеристику порового пространства почвы в отношении размера пор.

Глава VIII

ПОЧВЕННАЯ ВЛАГА И РАСТЕНИЕ

«Я утверждаю, что все растущее на земле живет влагою земли — какова содержащаяся в земле влажность, такова и та, которая заключается в растении».

Неизвестный автор V—IV веков до н. э. (Ярилов. Первый педолог древности. «Почвоведение», 1901, № 3)

Почва является почти единственным источником влаги для растений. В связи с этим взаимоотношения между почвенной влагой и растением представляют большой интерес с точки зрения почвообразования, а равным образом имеют огромное значение и для решения многих агрономических вопросов.

Рассмотрение этих взаимоотношений до недавнего времени обычно ограничивалось главным образом вопросом о влажности завядания, которому и было посвящено большое число исследований как у нас, так и за рубежом. Однако за последние 20—25 лет трудами по преимуществу советских физиологов и почвоведов накоплен большой фактический материал, который позволяет вопрос о взаимоотношениях между почвенной влагой и растением осветить шире, глубже и подробнее.

1. ПОСТУПЛЕНИЕ ВЛАГИ В РАСТЕНИЕ

Прежде чем перейти непосредственно к вопросу о взаимоотношениях между растением и почвенной влагой, мы считаем целесообразным в краткой форме изложить основные современные представления, о, так сказать, механизме поступления воды в растение. Для этой цели мы воспользуемся по преимуществу последними трудами акад. Максимова (1944), Сабинина (1949) и Алексеева (1948).

Поступление воды в растение осуществляется путем работы двух «двигателей»: нижнего корневого и верхнего листового.

Остановимся сначала на работе первого из них, т. е. корневой системы.

Не трудно показать, что корневая система обладает способностью активно нагнетать воду в растение. Для этого достаточно срезать надземную часть у растения, корни которого погружены в воду или в достаточно влажную почву. Из срезанной поверхности пенька начнет выделяться жидкость, которая называется пасокой. Это явление носит название плача растений. Количество пасоки, выделяемой растением, примерно равно

количеству влаги, одновременно поглощаемой корнями. Это равенство свидетельствует о наличии тока жидкости, проходящего через корневую систему.

Сила, вызывающая ток плача, по своей природе является осмотической. Это может быть показано простым опытом. Если чистую воду, в которую погружена корневая система растения, заменить раствором той или иной концентрации, то плач при низкой концентрации раствора на некоторый период времени замедляется, при более высокой — останавливается, а при еще более высокой концентрации может даже смениться обратным явлением — всасыванием воды в поверхность пенька, если вода на эту поверхность будет подана.

Из этого и следует, что в основе плача лежит разность осмотических давлений, существующих, с одной стороны, в корневой системе, а с другой — во внешнем растворе. Однако если описанный опыт продолжить, то с течением времени осмотическое давление в корнях увеличится и снова начнет превышать давление внешнего раствора. Растение как бы «привыкает» к повышению осмотического давления внешнего раствора.

Все осмотические процессы могут осуществляться лишь до тех пор, пока имеется живая протоплазма. Умерщвление последней вызывает остановку плача.

Таким образом, движущая сила плача равна разности между осмотическим давлением внутреннего и внешнего растворов. В чистом, так сказать, виде эта зависимость может наблюдаться тогда, когда мы имеем дело с растениями в водной культуре. При произрастании же растений в почве внешняя сила, противостоящая осмотическому давлению внутриклеточного раствора, которую Литвинов (1933) называет водоудерживающей силой почвы, будет уже слагаться, во-первых, из осмотического давления почвенного раствора, а во-вторых, из сорбционных сил твердой части почвы. Величина первого из этих слагаемых будет зависеть от концентрации почвенного раствора, а величина второго — от механического состава почвы и от ее влажности.

Измерения движущей силы плача были впервые произведены Сабининым и его сотрудниками (1925), которые показали, что величина силы, движущей ток плача, или «реальная сила корневого сосания», как ее называет Литвинов (1937), измеряется величинами порядка 1 атм. Теми же исследователями было показано, что между величиной осмотической движущей силы плача и его скоростью существует линейная зависимость.

Измерения «реальной силы корневого сосания», произведенные Литвиновым (1937), дали величины порядка 1—2 атм. Литвинов подчеркивает, что такие величины обеспечивают возможность подъема воды в листья и даже нагнетания ее в последние с силою в несколько десятых долей атмосферы.

Можно поставить вопрос: на преодоление каких же сопротивлений затрачивается эта сила? Значительная часть пути, по которому вода проходит в растении, относится к проводящей системе, состоящей из трахеид и сосудов — мертвых, пустых внутри клеток и их рядов. Эти сосудистые пути начинаются в корнях. Однако прежде чем достичь этих сосудов, вода, усваиваемая корневыми волосками, должна пройти весьма короткий путь через паренхиму корня — путь, длина которого измеряется десятыми долями миллиметра и, во всяком случае, не превышает 1 мм. Расчеты Сабинина и опыты Розин (Rosene, 1941) показывают, что осмотическая сила тока расходуется главным образом на преодоление того сопротивления, которое оказывают только что упомянутые паренхиматозные клетки корня на протяжении нескольких десятых долей миллиметра, в то время как сопротивление, встречаемое током жидкости в сосудах, оказывается весьма небольшим. Большая величина сопротивления парен-

химатозных клеток корня всецело зависит от свойств протоплазмы, которая является жидким телом, состоящим из молекул высокогидрофильных веществ. Оболочка, состоящая из протоплазмы, совершенно лишена каких бы то ни было пор, в связи с чем термин «проницаемость протоплазмы» следует рассматривать лишь как фигуральный. Прохождение воды через протоплазму следует представлять себе как процесс обмена молекул, при котором молекулы воды, с той стороны, откуда она движется, поглощаются гидратационными оболочками молекул вещества, входящих в состав протоплазмы, а с той стороны, куда вода движется, отдаются упомянутыми гидратационными оболочками в клеточный сок. Таким образом, воде, на ее пути через паренхиму корня, приходится преодолевать весьма большие силы притяжения, удерживающие молекулы воды в гидратационных оболочках молекул веществ, из которых состоит протоплазма. Именно этим и объясняется тот факт, что умерщвление протоплазмы снижает сопротивление корневых систем прохождению через них тока жидкости в несколько десятков раз.

Значительное сопротивление корня проходящему через него водному току является важным фактором в водообмене растений, регулируя последний. На это обстоятельство впервые обратил внимание Максимов (1917). Это сопротивление служит причиной и возникновения значительного дефицита влажности в листьях в периоды интенсивной транспирации, который создает в листьях сосущую силу до 5—10 атм.

Установление осмотической природы тока воды и растворенных в ней веществ в корнях еще не объясняет того, почему этот ток является односторонним. Старый взгляд на этот вопрос, заключающийся в том, что «проницаемость» протоплазмы в разных концах клетки различна, не может считаться удовлетворительным, так как подобная причина могла бы вызвать лишь весьма непродолжительный и быстро падающий по своей интенсивности плач растений. Существует или нет предполагаемая неодинаковость в «проницаемости» протоплазмы, но несомненно, что главная причина возникновения одностороннего тока жидкости заключается не в ней, а в некоторых явлениях из области обмена веществ, на что настоятельно указывает Сабинин (1949). По его представлениям, в разных концах одной и той же клетки должны происходить отличные один от другого процессы обмена веществ, в результате чего осмотическое давление, а также способность связывать ионы солей в одном конце клетки непрерывно поддерживаются на более высоком уровне, а в другом — на более низком, вследствие превращения веществ, образовавшихся в первом конце, в другие вещества. Благодаря этому между концами одной и той же клетки и между соседними клетками непрерывно поддерживается разность осмотических давлений, которая и вызывает непрерывный ток жидкости через клетку. Сосущая сила клетки, как известно, определяется уравнением:

$$S = P - T,$$

где S — величина сосущей силы (или сосущего отрицательного давления);
P — величина осмотического давления;
T — величина тургорного давления, т. е. давления, оказываемого на содержимое клетки ее упругой оболочкой.

Тургорное давление во всех частях клетки одинаковое. В том конце, где осмотическое давление больше, сосущая сила будет иметь некоторую положительную величину и клетка будет способна засасывать воду из соседней клетки, если в последней сосущая сила меньше. В том же конце клетки, где осмотическое давление меньше, тургорное давление может оказаться превышающим осмотическое и сосущая сила примет отрицательное значение, т. е. клетка начнет выделять из себя воду. Таким образом,

указанные явления из области обмена веществ могут послужить причиной и для передвижения воды из одной клетки в другую.

Чисто осмотическая природа явления поступления влаги в корневую систему в последнее время некоторыми исследователями была подвергнута сомнению. Было выдвинуто представление о наличии еще «активного» давления неосмотической природы (см. об этом у Алексеева, 1948, стр. 222 и сл.). Однако поскольку эти представления вызывают много возражений и пока что разработаны мало, мы на них останавливаться не будем.

Остановимся несколько еще на приведенном выше уравнении:

$$S = P - T,$$

которое впервые было выведено Уршпрунгом (Ursprung, 1920). Из этого уравнения мы видим, что сосущая сила клеток, в том числе и корневых, отнюдь не тождественна осмотическому давлению их сока. Мы считаем необходимым подчеркнуть это положение потому, что у некоторых авторов встречается явное непонимание этого положения. Так, например, Фагелер (1938, стр. 286) не делает этого различия и просто считает осмотическое корневое давление и всасывающую силу корней синонимами, пользуясь для различных соответствующих расчетов непосредственно величинами осмотического давления клеточного сока корней. Не замечает этой ошибки Фагелера и Долгов (1948а,стр. 114 и сл.) в своей, вполне, впрочем, справедливой, критике воззрений Фагелера.

Перейдем теперь к рассмотрению работы верхнего сосущего — листового двигателя. Механизм работы этого двигателя тесно связан с процессом транспирации, т. е. испарения влаги растением. В клетках, которые теряют влагу и становятся, следовательно, ненасыщенными водой, развивается сосущая сила, равная, как мы уже знаем, разности между осмотическим и тургорным давлением. Как показывают соответствующие измерения, эта сосущая сила при интенсивной транспирации может достигать 5—10 атм., т. е. значительно превосходить нагнетающую силу корня. Испаряющими являются клетки паренхимы листа, сосущие воду из проводящих сосудов, окончания которых находятся в листе. Таким образом, если начальный отрезок пути воды в корне представляет собой несколько десятых долей миллиметра паренхимы корня, то и конечный участок этого пути представлен тоже несколькими десятыми долями миллиметра паренхимы листа.

Показать транспирационный ток воды очень нетрудно. Для этого достаточно срезать целое растение или его ветвь с листьями и поставить в сосуд с водой. Растение может продолжать жить в течение многих дней, испаряя значительные количества влаги, в чем нетрудно убедиться, закрыв отверстие сосуда пробкой и следя за уровнем воды в нем. Если стебель растения погрузить в трубку, наполненную водой, и герметически закрыть сверху, а нижний конец трубки погрузить в сосуд с ртутью, то можно наблюдать, как ртуть, по мере расхода воды, начнет подниматься, что и явится доказательством существования сосущей силы.

Вода по проводящей системе в древесных растениях может подниматься на высоту нескольких десятков метров. Возникает вопрос о том, каким образом может происходить подъем воды на высоту, превышающую 10 м, т. е. величину, эквивалентную атмосферному давлению. Это противоречие объясняется тем, что, во-первых, в проводящих сосудах растений отсутствует воздух. Если же он туда и попадает, например при поранениях, то быстро растворяется или же задерживается около ближайших поперечных перегородок, вследствие чего из проводящей системы выключаются лишь небольшие участки. Во-вторых,— и это самое главное,— оказалось, что

вода обладает огромным сопротивлением на разрыв или, что то же, огромным сцеплением, которое достигает нескольких десятков атмосфер, а по некоторым данным даже 300—350 атм. Натяжение же, создающееся даже в самых высоких деревьях, не превышает десятка атмосфер.

В итоге всю воду, содержащуюся в растении, мы можем рассматривать как единое целое, связанное силами молекулярного сцепления и находящееся в состоянии гидродинамического напряжения (отрицательного давления), создаваемого работой верхнего концевого двигателя.

Поступление воды в растение осуществляется, таким образом, за счет работы обоих концевых двигателей: нагнетающего концевого — в этом случае имеют место осмотические явления, и сосущего листового; в последнем случае в основе процесса лежит использование тепловой энергии, превращающейся, однако, если можно так выразиться, также в энергию осмотическую и передаваемой к корням в форме гидродинамического натяжения:

2. ПОТРЕБНОСТЬ РАСТЕНИЙ В ВОДЕ И ТРАНСПИРАЦИОННЫЕ КОЭФФИЦИЕНТЫ

Потребность растений в воде весьма велика. Ее принято характеризовать величинами так называемых «транспирационных коэффициентов», которые мы будем обозначать символом ТК.

Строго говоря, транспирационным коэффициентом должно называться отношение:

$$ТК = \frac{\text{Количество воды, испаренное растением за данный период времени}}{\text{Общий прирост сухого вещества за тот же период времени}}$$

Однако практически транспирационный коэффициент высчитывается обычно по отношению к приросту лишь надземной части растений, т. е. в знаменатель указанного отношения ставят прирост надземной части растения.

Точные величины ТК могут быть получены только в вегетационных опытах, так как только в этом случае можно полностью предотвратить прямое испарение влаги с поверхности почвы и, периодически взвешивая вегетационные сосуды, измерять величину транспирации. В полевых условиях мы всегда, по необходимости, получаем валовой расход влаги, т. е. сумму расхода на транспирацию растениями и испарение почвой.

В этих случаях расход влаги по отношению к урожаю принято характеризовать величиной так называемого «коэффициента расхода воды», который представляет собой отношение общей величины расхода влаги из почвы с определенной площади к величине урожая (общей массы сухого вещества) с той же площади. Таким образом, коэффициент расхода влаги характеризует собою валовой расход влаги на создание единицы урожая. Именно этими коэффициентами и приходится пользоваться в полевых условиях, где нельзя отделить расход влаги на десукцию растениями от расхода влаги на физическое испарение из почвы.

Большой материал по величинам ТК мы находим в работах Безенчукской опытной станции (1915). В табл. 112 приведены величины ТК для различных культур по наблюдениям за 4 года: с 1911 по 1914 г., из которых 1911 год был особенно засушливым, а 1913 год — очень влажным.

Эти данные свидетельствуют прежде всего о том, что величины ТК сильно изменчивы, несмотря на то, что влажность во всех сосудах во все 4 года поддерживалась одна и та же — 60% от полной влагоемкости. Сопоставляя различные годы, можно отметить, что в годы более сухие (1911), с более низкой относительной влажностью воздуха, урожаи как зерна, так и всей сухой массы получились наименьшими, а величины ТК —

Таблица 112

Величины урожаев и транспирационных коэффициентов по наблюдениям на Безенчукской опытной станции

(по данным вегетационных опытов на супесчаном черноземе)

Год	Урожай надземной массы в г/сосуд	Урожай зерна в г/сосуд	ТК
	Пшеница «белотурка»		
1911	29,4	6,1	576
1912	34,7	12,6	476
1913	60,5	22,2	316
1914	51,9	23,2	397
Среднее	44,1	16,0	441
	Пшеница «полтавка»		
1911	35,5	8,1	628
1912	33,4	14,1	444
1913	47,2	18,6	339
1914	50,1	21,6	388
Среднее	41,5	15,6	450
	Овес «гигантский»		
1911	42,6	10,3	655
1912	48,1	20,9	550
1913	51,1	13,0	347
1914	52,4	22,8	370
Среднее	48,6	19,0	480
	Ячмень «моравский»		
1911	42,6	11,9	618
1912	49,0	22,1	445
1913	55,4	23,3	280
1914	45,0	24,4	413
Среднее	48,0	20,4	440
	Просо «красное»		
1911	47,3	20,3	443
1912	55,7	22,3	301
1913	42,8	21,9	256
1914	32,2	16,9	229
Среднее	44,5	20,3	307

Таблица 113

Величины урожаев и транспирационных коэффициентов при различной влажности почвы по наблюдениям на Безенчукской опытной станции

[средние величины за 4 года (1911—1914)]

Культура	Урожай надземной массы в г/сосуд	Урожай зерна в г/сосуд	ТК
Влажность почвы 60% от полной влагоемкости			
Пшеница «белотурка»	44,1	16,0	441
Пшеница «полтавка»	41,5	15,6	450
Овес «гигантский»	48,6	19,0	480
Ячмень «моравский»	48,0	20,4	440
Просо «красное»	44,5	20,3	307
Влажность почвы 40—45% от полной влагоемкости			
Пшеница «белотурка»	31,0	11,3	391
Пшеница «полтавка»	28,9	12,9	405
Овес «гигантский»	35,1	13,6	434
Ячмень «моравский»	37,2	16,3	356
Просо «красное»	37,8	15,4	280
Влажность почвы 15—20% от полной влагоемкости			
Пшеница «белотурка»	8,6	2,8	458
Пшеница «полтавка»	8,0	3,2	426
Ячмень «моравский»	8,9	2,6	544
Овес «гигантский»	12,3	5,1	652
Просо «красное»	16,3	5,5	367

наибольшими. Наоборот, наименьшие величины ТК получились для наиболее влажного 1913 года. Таким образом, воздушная засуха повышает величины ТК. К таким же выводам приводят и новейшие опыты Киевской геофизической обсерватории, изложенные в работе Разумовой (1950). ТК ячменя по данным этих опытов в засушливом 1939 году в среднем оказался равным 388, а во влажном 1940 году — его средняя величина составила 264.

Вернемся теперь к табл. 112. Сопоставляя между собой различные культуры, видим, что оба сорта пшениц и ячмень оказались обладающими весьма близкими величинами ТК, овес — несколько большей, а просо — значительно меньшей. При этом просо и в сухой и во влажный годы дало одинаковый урожай зерна, хотя и обладало резко различными величинами ТК. Выращивание тех же культур при разной влажности почвы дало следующие результаты (табл. 113).

Во всех случаях овес оказался обладающим наибольшим ТК, а просо — наименьшим, значительно более низким, чем другие испытывавшиеся культуры.

Для 1912 года, близкого к средним по своим метеорологическим условиям, имеются данные для четырех категорий почвенного увлажнения: 80, 60, 40 и 20% от полной влагоемкости. Результаты опытов представлены в табл. 114.

Таблица 114

Величины урожаев и транспирационных коэффициентов при различной влажности почвы по наблюдениям на Безенчукской опытной станции в 1912 г.

Влажность почвы в % от полной влагоемкости	Урожай надземной массы в г/сосуд	Урожай зерна в г/сосуд	ТК
Пшеница «белотурка»			
80	41,0	16,1	524
60	34,7	12,6	476
40	19,5	6,1	379
20	10,1	3,6	356
Овес «гигантский»			
80	48,1	20,9	549
60	43,4	18,9	510
40	29,4	11,1	455
20	15,2	6,7	390
Просо «красное»			
80	55,7	22,3	301
60	50,7	20,7	276
40	44,3	16,4	244
20	25,9	9,2	225

Из этих цифр мы видим, что с уменьшением влажности почвы падает и величины ТК.

Однако этот вывод, как показали дальнейшие исследования на Безенчукской и Саратовской станциях, оказался неверным. Повышение величины ТК с увеличением влажности почвы может иметь место лишь на фоне низкого плодородия. При высоком уровне плодородия, на удобренном фоне, наблюдается обратное явление: величины ТК снижаются с увеличением влажности почвы. Иллюстрацию этого мы можем найти в работе Зайцева (1940), который указывает, что поливная пшеница расходует влагу гораздо продуктивнее, чем неполивная: коэффициент расхода влаги по зерну в среднем за 4 года у поливной пшеницы равнялся 1225, а у неполивной — 1961.

Эти явления объясняются тем, что при низком плодородии почвы часть влаги, транспирируемой растением, расходуется непродуктивно, так как продуктивность растений ограничена недостатком питательных веществ или других факторов. С устранением этого недостатка и расход влаги делается более продуктивным. Это отчетливо было показано Поповым и Кулькесом (1938). В их опытах с сахарной свеклой величины ТК заметно снижались под влиянием внесения удобрений, особенно фосфорнокислых.

Вернемся теперь к вопросу о величинах ТК различных растений.

Если цифры табл. 114 превратить в относительные, приняв урожай при влажности почвы, равной 80% от ПВ, за 100, то получим следующие величины:

Влажность почвы в % от ПВ:	80	60	40	20
Урожай пшеницы «белотурки»	100	78	38	22
» овса	100	89	49	32
» проса	100	93	74	42

Следовательно, на понижение влажности почвы наиболее резко отзывается пшеница, а наименее резко — просо.

По данным Саратовской сельскохозяйственной опытной станции (1921), культурные растения (по величине их ТК) могут быть подразделены на три довольно резко различающиеся группы:

	Средние величины ТК
Просо, сорго, кукуруза	250
Зерновые хлеба	450
Кормовые травы	700

Как мы уже указывали выше, в полевых условиях коэффициенты расхода влаги получаются, как правило, более высокие, нежели величины ТК в условиях вегетационного опыта. Это может быть иллюстрировано наблюдениями Мордовского (1926) на Вознесенской опытной станции, на суглинистом черноземе на лессе; результаты этих наблюдений приведены нами в табл. 115.

Таблица 115

Урожай различных культур, расход влаги и величины коэффициентов расхода влаги

(по наблюдениям Мордовского на Вознесенской сельскохозяйственной опытной станции)

Культура	Урожай надземной массы в ц/га	Урожай зерна или клубней в ц/га	Расход воды в мм	ТК
Подсолнечник	35,7	11,1	272	762
Кукуруза	30,9	11,4	264	855
Картофель	38,7	14,2	285	737
Тыква	47,4	16,5	359	759
Просо	50,8	16,9	296	582
Лук	62,0	20,5	338	545
Горчица	69,1	23,4	318	460

Как видим, эти цифры значительно выше величин ТК, полученных в условиях вегетационного опыта. Однако в других случаях разница бывает значительно меньше, что, вероятно, зависит от густоты стояния растений: чем последняя больше, тем меньше расход влаги на физическое испарение из почвы и тем более близкими должны получаться величины коэффициентов расхода влаги к величинам ТК, наблюдающимся в условиях

вегетационного опыта. Так, по наблюдениям Ефимова (1926), на Краснокутской опытной станции в 1925 г., величины коэффициента расхода влаги в условиях полевого опыта оказались следующие:

Просо	223
Кукуруза, убранная на зеленый корм при выбрасывании метелки	433
Суданка, 1-й укос	822
2-й укос	275
3-й укос	185
Люцерна, скошенная в начале цветения	1175

Зайцев (1940) для орошаемой яровой пшеницы, по данным Безенчукской станции, дает такие величины коэффициентов расхода влаги по зерну:

для назасушливых лет	1100
для засушливых лет	1200

Большой материал по величинам ТК в условиях вегетационного опыта был получен американскими исследователями Бриггсом и Шанцем (Briggs and Shantz, 1914) на опытной станции Акрон в штате Колорадо. По наблюдениям 1911—1913 гг. для различных культур величины ТК оказались следующими:

Культура	От — до	Среднее
Просо	268—341	293
Просо итальянское	261—444	310
Сорго	285—467	322
Кукуруза	315—443	368
Пшеница	473—559	513
Ячмень	502—556	534
Овес	559—622	597
Рожь	—	685
Рис	—	710
Лен	—	905
Свекла сахарная	—	397
Картофель	554—717	626
Хлопок	600—834	—
Бобовые	700—800	—
Люцерна	651—963	850

Величины ТК, как видим, получились довольно близкие к рассмотренным выше данным Безенчукской станции. Просо в обоих случаях оказывается стоящим на первом месте, т. е. обладающим наиболее низкой величиной ТК.

Подводя итоги сказанному, мы видим, что для создания единицы массы сухого вещества надземных частей растение должно испарить от нескольких сот до одной тысячи единиц влаги, что и характеризует собою, в общей форме, потребность растений в воде. Величина этой потребности зависит от рода растения, метеорологических условий, влажности почвы, от свойств последней и является, в силу этого, весьма изменчивой.

Однако следует пояснить, что величины ТК, как мы и отмечали выше, могут характеризовать собою лишь о б щ у ю потребность растений во влаге. Вместе с тем давно уже возник вопрос о том, что эта потребность у растений, особенно многолетних, не остается постоянной в течение всего периода

их жизни. Первым, кто указал на существование в жизни растений «критических периодов», был Броунов. Под критическими периодами он понимал такие периоды в жизни растений, когда они особенно чувствительны к недостатку или избытку метеорологических факторов (тепла, влаги, света), оказывающих большое влияние на урожай. Близкие мысли высказывал и Измаильский еще в 1894 г. (1950, стр. 301). Устанавливая для исследовавшихся им почв предельную влажность, при которой растения могут существовать, равной 12%, он в то же время писал: «*Вообще по предельной влажности трудно высказаться сколько-нибудь определенно, так как культурные растения* не только в силу своего видового различия потребляют неодинаковое количество влаги, но и растения одного и того же ботанического вида, смотря по степени своего развития и по возрасту, *должны тратить весьма различные количества влаги, а следовательно, не могут удовлетворяться одинаковой степенью влажности почвы*»[1].

В дальнейшем вопрос об изменении потребности растений во влаге с их возрастом и развитием разрабатывался многими исследователями как у нас, так и за рубежом.

Содержательную сводку литературы по этому вопросу мы находим в работе Сказкина (1938). В результате обзора литературы Сказкин указывает, что у разных растений критическими периодами являются разные периоды их развития, а именно:

Растение	Критический период
Озимая рожь	Выход в трубку — колошение
Озимая пшеница	То же
Яровая пшеница	» »
Овес	» »
Ячмень	» »
Кукуруза	Цветение — молочная зрелость
Сорго	Колошение — налив
Просо	То же
Зерновые бобовые и арахис	Цветение
Гречиха	То же
Подсолнечник	Образование шляпки — цветение
Хлопчатник	Цветение — заложение коробочек
Бахчевые	Цветение — созревание
Свекла на семена	Стрелкование, начало и конец цветения
Картофель	Цветение и формирование клубня
Томаты	Завязывание и созревание плодов

Собственные эксперименты Сказкина привели к выводу о том, что не только у различных растений, но даже у различных сортов одного и того же растения критическими могут быть различные периоды, что и было показано им на опытах с разными сортами овса. Точно так же и «диапазон действия засухи», т. е. продолжительность критического, в отношении недостатка влаги, периода у разных сортов может быть различной. На основании тех же опытов Сказкин приходит к выводу о том, что недостаток воды в почве больше всего действует на растение в момент образования репродуктивных органов.

Подтверждение этого положения и его иллюстрацию мы находим в работе Разумовой (1950), которая приводит данные о расходе влаги озимой пшеницей, полученные на Полтавской агрометстанции (табл. 116).

[1] Курсив автора.

Таблица 116

Расход влаги озимой пшеницей в 1938 г.

Межфазные периоды	Продолжительность периода в днях	Всего израсходовано влаги за период в мм	Расход влаги в один день в мм
Возобновление вегетации—выход в трубку	32	40	1,2
Выход в трубку — колошение	30	101	3,4
Колошение — цветение	11	58	5,3
Цветение — молочная спелость	10	26	2,6
Молочная спелость — уборка	15	19	1,3

Таким образом, наиболее интенсивным расход влаги озимой пшеницей бывает в период от колошения до цветения, чем и подтверждается приведенный выше вывод Сказкина.

3. НАИМЕНЬШАЯ ВЛАЖНОСТЬ ПОЧВЫ, НЕОБХОДИМАЯ ДЛЯ РАСТЕНИЙ

Значительная потребность растений во влаге была, несомненно, хорошо известна земледельцам самых древних времен. Однако лишь в середине XIX столетия этот вопрос был впервые поставлен на научную почву Саксом (Sachs, 1859), который показал, что далеко не вся вода, находящаяся в почве, может быть использована растениями и что последние погибают от недостатка влаги в то время, когда в почве находится еще заметное количество воды.

Одним из самых ранних исследований по данному вопросу, в котором последний был подвергнут точному изучению, является работа Богданова (1889). Богданов задался вопросом — какова та минимальная влажность почвы, при которой могут уже прорастать семена различных растений. Поставив соответствующие опыты, Богданов установил, что «...минимум влаги, доступной для прорастающих в почве семян, приблизительно соответствует двойной наибольшей гигроскопичности почвы». И далее: «Этот минимум не находится ни в каком определенном и постоянном отношении к влагоемкости почвы и одинаков для различных семян». Таким образом, в работе Богданова мы впервые встречаем более или менее определенную количественную характеристику содержания в почве влаги, недоступной для растений (в данном случае — для прорастающих семян). Установленное им отношение между предельным содержанием в почве доступной для растений влаги и максимальной гигроскопичностью почвы, равное 2, в течение долгого времени рассматривалось и применялось как универсальное.

В дальнейшем вопрос о минимальной влажности почвы, необходимой для прорастания и развития семян растений, изучался Измаильским (в 1892 г.). Его опыт заключался в следующем (1950, стр. 34). Он взял несколько порций чернозема (пахотный слой), отличавшихся различной влажностью. В эти порции чернозема он поместил зерна пшеницы. Стаканчики с почвой были поставлены для предотвращения высыхания под стеклянный колокол. В течение 14 дней Измаильский наблюдал ход прорастания семян. Результаты получились следующие. В то время как семена пшеницы, одновременно заложенные между слоями влажной фильтровальной бумаги, через 48 часов образовали корешки, а спустя 72 часа дали

стебельки, семена пшеницы, помещенные в почву, вели себя следующим образом:

Влажность почвы в %[1]	Поведение семян
22,7	Стебельки показались через 103 часа
20,5	Стебельки показались через 118 часов
12,0	Процесс прорастания спустя 14 суток находился в самом начале
От 4 до 8	Зерна совершенно не изменились по прошествии 14 суток

На основании этого опыта Измаильский устанавливает, что для данной почвы влажность 11—12% является минимальной, обеспечивающей прорастание самян.

В работе Измаильского, по понятным причинам, отсутствуют величины водно-физических констант. Но можно считать, что найденная им необходимая для прорастания семян минимальная влажность в 11—12% близка к величине МГ.

В недавнее время опыты Богданова и Измаильского были повторены Сафоновой (1949), которая, однако, работала с семенами древесных пород. В качестве объекта изучения служила темнокаштановая почва, содержавшая 2,57% гумуса и имевшая МГ, равную 2,6%. Оптимальная влажность (т. е. влажность, при которой наблюдалось прорастание семян в наибольшем количестве) оказалась равной:

	В % от полной влагоемкости	В % от веса сухой почвы
Белая шелковица	45—60	15,6—20,8
Вяз обыкновенный	45—60	15,6—20,8
Вяз туркестанский	30—45	10,4—15,6
Лиственница сибирская	20—30	8,7—10,4

При 15% от полной влагоемкости (что соответствовало 5,2% от веса почвы, или двойной величине МГ) прорастание оказалось равным (в %):

Шелковица белая	8,5
Вяз обыкновенный	3,5
Берест	3,5
Лиственница сибирская . .	34,0
Вяз туркестанский	65,0

«Таким образом,— пишет Сафонова,— минимум воды, понимая под этим запас недоступной воды, необходимой для питания семян и появления всходов исследованных нами пород, как показали опыты, различен».

В 1912 г. была опубликована широко известная работа американских исследователей Бриггса и Шанца (Briggs and Shantz, 1912), в которой они впервые устанавливают понятие «коэффициента завядания». Согласно их определению, «коэффициентом завядания почвы называется ее влажность (выраженная в процентах от веса сухой почвы) в тот момент, когда листья растения, растущего в этой почве, впервые обнаруживают признаки устойчивого понижения их влажности в результате недостаточного поступления влаги. Под устойчивым понижением понимается состояние, от которого листья не могут оправиться в атмосфере, почти насыщенной влагой, без прибав-

[1] В подлиннике влажность дана в процентах от веса влажной почвы. Пересчет в процентах от веса сухой почвы сделан нами.— *А. Р.*

ления воды в почву». У большинства растений это уменьшение содержания влаги в листьях сопровождается их завяданием.

Вместе с тем, однако, Бриггс и Шанц установили, что растения продолжают извлекать из почвы влагу и после того, как влажность последней достигнет величины коэффициента завядания. Даже после смерти растений влага из почвы может двигаться через них.

Так, например, для почвы № 26:

Коэффициент завядания	8,2%
Влажность после отмирания пшеницы	7,5%

Влагой, не усвояемой растениями, Бриггс и Шанц считают ту, которая сохраняется в почве в равновесии с воздухом, т. е., очевидно, влагу, соответствующую воздушно-гигроскопической влажности. Вместе с тем они выдвигают представление о «влаге, полезной для роста», под каковой они понимают влагу сверх коэффициента завядания.

Далее, Бриггс и Шанц установили, что возраст растения не влияет на величину коэффициента завядания, что, как мы увидим ниже, в настоящее время не может считаться справедливым.

Самый, пожалуй, важный вывод Бриггса и Шанца заключается в том, что величина коэффициента завядания не зависит от вида растения, т. е. что разные растения в данной почве завядают при одной и той же ее влажности. Этот вывод доказывается следующими величинами коэффициентов завядания, выраженными в процентах от взвешенной общей средней величины, полученной из 1318 определений коэффициента завядания:

Наименование растения	Число наблюдений	Относительная величина коэффициента завядания
Кукуруза	75	103
Сорго	66	98
Просо	48	97
Пшеница	653	99,4
Овес	46	99,5
Ячмень	60	97
Рожь	19	94
Рис	21	94
Травы	77	97
Бобовые	138	101
Тыквенные	17	99
Томаты	20	106
Колоказия	19	113
Группа гидрофитов	8	110
Группа мезофитов . .	35	102
Группа ксерофитов	16	106
Сумма	1318	—
Взвешенное среднее	—	100

Таким образом, в громадном большинстве случаев величина коэффициента завядания для разных растений оказалась колеблющейся в пределах 95—105% от средней величины.

Этот вывод был подтвержден и другими опытами, заключавшимися в том, что разные растения выращивались совместно в одном и том же сосуде. Признаки завядания у них наступали одновременно.

Выводы Бриггса и Шанца подтвердили более ранние наблюдения Ливингстона (Livingstone, 1906) о том, что пустынные растения если и обладают некоторой адаптацией к существованию в почве более сухой, нежели растения более влажных районов, то эта адаптация выражена у них очень слабо. Равным образом семена пустынных растений не проявили способности и к прорастанию в более сухой почве, нежели семена таких растений, как пшеница или фасоль. Однако существенным отличием пустынных растений, по данным Ливингстона, является их свойство после прорастания медленно развивать надземные части, но зато исключительно энергично развивать вниз корни, вследствие чего последние быстро достигают слоев почвы, содержащих усвояемую влагу.

Олвэй (Alway, 1913) в своей работе делает попытку установить зависимость между коэффициентом завядания и гигроскопическими свойствами почвы. Для характеристики последних он пользовался так называемым «гигроскопическим коэффициентом»— характеристикой, введенной Гильгардом и определяемой путем помещения навески почвы в атмосферу, насыщенную водяным паром, на 12 часов, при условии, что слой почвы имеет толщину не более 1 мм. Мы уже знаем, что такой прием не гарантирует получения устойчивых величин, так как поглощение влаги из атмосферы, вполне насыщенной водяным паром (а не почти насыщенной, как при определении МГ), может идти до насыщения почвы почти до полной влагоемкости. Поэтому «гигроскопический коэффициент» следует считать чисто условной характеристикой гигроскопических свойств почвы, хотя и приближающейся по своей величине к величине МГ.

В опытах Олвэя пшеница, просо, мексиканские бобы и кукуруза понижали влажность почвы в момент своего завядания примерно до одной и той же величины, что подтвердило рассмотренные нами выше выводы Бриггса и Шанца. Однако промежуток времени между началом завядания и смертью от недостатка влаги у этих растений был весьма различным: у бобов — несколько дней, у пшеницы и проса — иногда несколько недель. Последние растения при благоприятных условиях оказывались способными использовать влагу почти вплоть до величины «гигроскопического коэффициента». Некоторые же многолетние пустынные бобовые растения оставались живыми даже после того, как влажность почвы делалась несколько ниже «гигроскопического коэффициента». Этому способствовала постепенная потеря ими своих листьев. Следовательно, эти растения хотя и не могут использовать последние порции «свободной воды» (т. е. воды сверх гигроскопического коэффициента) на рост, но могут за счет этой влаги поддерживать свою жизнь.

В 1925—1926 гг. появилась работа Лобанова (1925 и 1926), которая весьма существенно углубила наши представления о влажности завядания. Лобанов показал, что характеризовать почву в отношении ее способности удовлетворять потребность растений во влаге следует не одной величиной «коэффициента завядания», а двумя: 1) величиной «критической для растений почвенной влажности», которая отвечает началу завядания, т. е. соответствует «коэффициенту завядания», и 2) величиной «мертвого запаса», отвечающего той влажности почвы, при которой корневая система перестает высасывать влагу из почвы и растение умирает от недостатка воды. В вегетационных опытах с овсом на подзолистой почве опытного поля Сельскохозяйственной академии им. Тимирязева Лобанов получил следующие величины критической влажности и мертвого запаса (табл. 117).

Опыт был начат 3 августа, а поливка опытных растений была прекращена 28 августа. Необходимо отметить, что опытные растения до полной смерти не дошли — при возобновлении полива по окончании опыта они ожили.

Таблица 117

Горизонт	Влажность в начале завядания в %	Влажность в момент глубокого завядания в %	Максимальная гигроскопичность в %	Во сколько раз влажность почвы превышает максимальную гигроскопичность	
				в начале завядания в %	при глубоком завядании в %
Пахотный	8,75	3,30	3,02	2,90	1,09
Переходный	5,90	2,20	1,76	3,35	1,25
Подзолистый	4,55	2,25	1,60	2,84	1,41
Переходный	8,15	4,35	3,14	2,59	1,39
Красная глина . . .	8,70	4,45	4,24	2,05	1,05

Автор из этих данных делает вывод, что мертвый запас приблизительно равен величине МГ, хотя нужно отметить, что из его опытов, как видно из приведенных выше цифр, это, строго говоря, не вытекает: во-первых, растения не были доведены до полного умирания, во-вторых, влажность во всех опытах до величины МГ не опустилась.

Вместе с тем этими данными, несомненно, подтверждается положение автора о том, что способность почвы снабжать растения водой нужно характеризовать двумя указанными выше величинами: величиной «критической влажности», равной коэффициенту завядания, и величиной «мертвого запаса». Лобанов указывает, что первая из этих величин в условиях ослабленной транспирации равна примерно 1,5—2,0 МГ, а в естественных условиях она достигает 2,0—3,0 МГ. Эта величина не зависит, по мнению Лобанова, от вида растения, но зависит от условий транспирации[1].

Выводы Лобанова были подтверждены Быстровым (1928), который свои опыты проводил на темнокаштановой почве. Быстров, работая так же вегетационным методом, отмечал четыре стадии в процессе завядания растений: 1) скручивание и пожелтение листьев, 2) полное скручивание всех листьев и засыхание нижних, 3) пожелтение всех листьев, в то время как колос и стебель остаются зелеными, 4) полное засыхание всего растения. Свои опыты Быстров производил на трех горизонтах темнокаштановой почвы на Краснокутской опытной станции. Результаты опытов Быстрова представлены в табл. 118.

Эти данные подтверждают вывод Лобанова о том, что мертвый запас, по достижении которого растения гибнут, действительно совпадает с величиной максимальной гигроскопичности или если и отличается от нее, то лишь незначительно.

Таким образом, в результате работы Лобанова, выводы которого подтверждены Быстровым, возникает представление уже не о какой-то определенной величине влажности почвы — коэффициенте завядания, характеризующей собою влажность почвы, при которой растения завядают, а о некотором интервале влажности почвы, в пределах которого и имеет место завядание. При этом если нижняя граница этого интервала — мертвый запас — является величиной более или менее постоянной, то верхний предел этого интервала представляет собой величину переменную, зависящую, как то показал

[1] Несколько позднее Лобанова Вимейер (Veihmeyer, 1927) ведя наблюдения над влажносью почвы в плодовых садах, обнаружил, что плодовые деревья способны снижать влажность почвы до величины «гигроскопического коэффициента», который близок к величине МГ (слегка ниже ее).

Таблица 118

Влажность почвы (в % от сухого веса) на разных стадиях завядания культурных растений на темнокаштановой почве

(по данным Быстрова, 1929)

Стадия завядания	Горизонт 0—25 см	Горизонт 25—50 см	Горизонт 50—75 см
Пшеница «белотурка»			
I	—	15,0	15,9
II	12,8	13,3	13,6
III	10,3	10,8	10,7
IV	8,4	8,5	8,4
Пшеница «полтавка»			
I	—	15,0	—
II	13,2	12,9	—
III	10,5	10,9	—
IV	8,7	8,7	—
Пшеница «хивинка»			
I	—	—	—
II	12,7	12,9	—
III	10,2	10,7	—
IV	8,5	8,8	—
Просо			
I	14,1	13,6	13,2
II	12,5	11,3	11,4
III	10,6	10,2	9,8
IV	7,7	8,4	7,6
Ячмень			
I	—	—	—
II	13,7	13,0	—
III	11,4	11,5	—
IV	9,3	9,2	—
Максимальная гигроскопичность	*8,3*	*8,3*	*7,3*

Лобанов, прежде всего от внешних условий транспирации — ветра, относительной влажности воздуха и т. д. Ниже мы увидим, что этот верхний предел зависит и еще от некоторых условий.

Значительно позднее, чем у Лобанова, представление об интервале влажности завядания появляется и у американских исследователей, которые, однако, не считают нужным упоминать о работах Лобанова. Так, в 1934 г. появляется работа Тэйлора, Блэни и Маклафлина (Taylor, Blaney and MacLaughlin, 1934). Работа относится к области Кукамонга (южная Калифорния), где осадки в количестве 16—20 дюймов выпадают только в зимние месяцы, в то время как летом их не бывает вовсе, иногда в течение 9 месяцев. Естественная ксерофитная растительность с глубокой

корневой системой расходует всю почвенную влагу, доводя влажность почвы до весьма низкого предела, характеризуемого величиной 4,22—4,26%, в то время как начальная величина влажности достигает в феврале 20%, при глубине промачивания, равной 16 футам или более.

Коэффициент завядания, определенный путем вычисления, по величине эквивалента влажности (см. ниже), равен 5,55%. Авторы указывают, что, согласно определению Бриггса и Шанца, достижение влажностью почвы величины, равной коэффициенту завядания, отвечает моменту появления у растений п е р в ы х признаков устойчивого завядания. По мере завядания влажность почвы продолжает уменьшаться, до тех пор пока растение не погибнет. Авторы называют влажность почвы, соответствующую моменту гибели растений, «предельной точкой завядания». Не трудно видеть, что это есть не что иное, как «мертвый запас» Лобанова. Экспериментальное определение этой точки дало величину 4,28%, т. е. точно равную той предельной величине иссушения почвы Кукамонга, которая наблюдается в природе. Авторы добавляют, что корнями умирающих растений влажность почвы может быть доведена до величины даже более низкой, чем «предельная точка завядания», и приближающейся к величине гигроскопической влажности. Интервал влажности почвы между коэффициентом завядания и предельной точкой завядания авторы и называют интервалом завядания.

Представление об интервале завядания поддерживают также Фэрр и Риив (Furr and Reeve, 1945). Они указывают, что верхнему пределу этого интервала соответствует водоудерживающая сила почвы около 9,1 атм. (pF=3,97), а нижнему — около 22,2 атм. (pF = 4,36). В этом интервале наблюдается резкое увеличение осмотического давления клеточного сока растений.

В новейшее время изложенные выше взгляды Лобанова получили самое широкое подтверждение в многочисленных наблюдениях, ведущихся на агрометстанциях в самых различных почвенно-климатических зонах СССР. Разумова в своей сводной работе (1950) пишет, что в итоге этих многочисленных наблюдений «...было установлено, что нижним пределом жизнедеятельности растений (за которым следует гибель) практически является увлажнение, соответствующее максимальной гигроскопичности данной почвы, а нижним пределом, прекращающим нарастание урожая,— коэффициент увядания». На этом основании «...недоступной влагой для растений признана была влага, равная максимальной гигроскопичности и ниже, продуктивной — влага сверх коэффициента завядания».

Интересный материал по вопросу об интервале завядания мы находим в новейшей работе Качинского с сотрудниками (Качинский, Вадюнина, Корчагина, 1950). Эти авторы устанавливают три стадии завядания растений: 1) начало завядания, когда у растений опускаются только верхние листья; 2) глубокое завядание, когда опускаются и желтеют и нижние листья и растение после полива оживает лишь через несколько часов; 3) гибель растения, когда оно уже не оживает после полива.

Влажность, отвечающую второй стадии, Качинский с сотрудниками и считают равной коэффициенту завядания, который в среднем составляет 1,5 МГ. При полной гибели растения в почве остается только прочно связанная влага и влажность почвы падает до 0,6—0,9 МГ.

Вернемся теперь к выводу Бриггса и Шанца о независимости величины влажности завядания от вида растения. Этот вывод получил чрезвычайно широкое распространение и почти всеобщее признание. Вимейер и Хендриксон в специальном исследовании (Veihmeyer and Hendrickson, 1928) подвергли этот вывод тщательной проверке. На основании более чем тысячи опытов они подчеркивают «...удивительное постоянство остаточного содержания влаги для данной почвы при достижении устойчивого завядания при широко меняющихся условиях испарения».

Ботельо да Коста (Botelho da Costa, 1938) в результате критического рассмотрения литературы по коэффициенту завядания приходит к выводу о том, что тезис Бриггса и Шанца о независимости величины коэффициента завядания от сорта растения является безусловно верным.

Между тем в ряде работ, появившихся и до и после работы Бриггса и Шанца, имеются указания на то, что этот тезис не вполне отвечает действительности и что величину коэффициента завядания нельзя считать полностью не зависящей от вида растения. Строго говоря, основания для сомнения в правильности тезиса Бриггса и Шанца имеются в их собственных данных. Если мы вернемся к приведенным данным об относительной величине коэффициента завядания, то можем без труда констатировать, что, например, у колоказии или у группы гидрофитов величина коэффициента завядания все же отчетливо выше, чем генеральная средняя его величина.

Нужно отметить, что еще Костычев (1908) указывал на то, что различные растения начинают увядать при разной влажности. Так, по его данным, начало увядания наблюдалось при следующей влажности почвы (в %):

Овес	9,2
Ячмень	11,1
Рожь	10,2
Клевер	11,5

Максимальная гигроскопичность этой почвы была равна 5,2%.

Тщательная проверка вышеуказанного тезиса Бриггса и Шанца была в недавнее время произведена Федоровским (1948). Он подобрал растения, резко отличающиеся в отношении их требовательности к влажности почвы: огурцы, лен, два сорта пшеницы, солерос и курай. Для опытов были взяты почвы: подзолистая супесчаная с Люберецкого опытного поля, чернозем с Каменностепной опытной станции и смеси того же чернозема с песком в отношении 15 : 85 и 40 : 60. Все эти почвы характеризовались следующими показателями (табл. 119).

Таблица 119

Показатели	Опыты 1946 г.		Опыты 1947 г.		
	Подзолистая супесчаная	Чернозем	Песок 85 %, чернозем 15 %	Песок 60 %, чернозем 40 %	Чернозем
Максимальная гигроскопичность над 10%-ной H_2SO_4	1,81	10,59	1,59	4,45	10,61
Коэффициент завядания по Бриггсу—Шанцу	2,66	15,6	2,35	6,54	15,60
Недоступная вода по Богданову . .	3,62	21,18	3,18	8,90	21,22

Растения выращивались в сосудах на 1 кг почвы. В сосуды были внесены удобрения в безусловно достаточном количестве. Подзолистая почва была известкована.

Влажность почвы в начале опыта доводили до 60% от полной влагоемкости. Полив растений прекращали перед началом массового цветения (для льна и пшеницы на 25—32-й день роста, огурцов — на 20—27-й день, солероса — на 70-й день и курая — на 52-й день). Опыт вел до тех пор, пока растения не потеряли способности восстанавливать тургор во

влажной камере в течение суток. В этот момент производилось определение влажности почвы. Специальными контрольными определениями было установлено, что влажность почв в разных частях сосудов была одинаковой.

Отдельный опыт был поставлен для выяснения влияния возраста растения на величину коэффициента завядания. Результаты опыта представлены в табл. 120.

Таблица 120

Коэффициент завядания пшеницы яровой «диамант» в разных фазах развития
(по данным Федоровского, 1948)

Показатели	Фазы развития			
	Начало выхода в трубку	Выколашивание	Полное цветение	Молочная спелость
Возраст в днях	21	31	35	55
Высота в см	31	57	61	65
Вес сухой массы в г	1,40	7,72	9,48	12,41
Коэффициент завядания	19,34±0,33	17,67±0,53	15,04±0,31	16,47±0,68
Коэффициент завядания (при цветении принят за 100) . . .	129	117	100	110
Соотношение коэффициента завядания и максимальной гигроскопичности	1,82	1,67	1,42	1,55

Эти данные с полной достоверностью свидетельствуют о том, что коэффициент завядания, иными словами, иссушающая сила растений, меняется с возрастом последнего. Федоровский отмечает, что этот вывод вполне отвечает современным представлениям о старении плазмы и изменении физиологических процессов в разные стадии развития.

Здесь стоит припомнить, что еще в 1904 г. Дулов (1904), в результате своих наблюдений над транспирацией древесных насаждений в Велико-Анадоле, пришел к выводу о том, что «...предел влагодоступности для корней растительности меняется в различные моменты ее жизни».

Результаты основных опытов Федоровского представлены в табл. 121.

Вывод из табл. 121 совершенно ясен: разные растения обладают различным иссушающим действием на почву, т. е. дают различные величины коэффициента завядания. Разницу в величинах коэффициента завядания для пшеницы и льна, для огурцов и солероса, которая достигла нескольких десятков процентов от величины коэффициента, можно считать доказанной, в то время как разница между двумя сортами пшениц не доказана.

Следующий опыт Федоровского, проведенный с теми же почвами и растениями, имел своей целью установить влияние осмотического давления почвенного раствора на величину коэффициента завядания. Различное осмотическое давление создавалось внесением в почву хлористого натрия. На урожае растений это существенно не отозвалось — он получился почти одинаковым и в контрольных и в опытных сосудах. Величины же коэффициентов завядания оказались заметно зависящими от величины осмотического давления почвенных растворов, как это можно видеть из табл. 122, в которой результаты опытов Федоровского представлены в относительных величинах, причем величина коэффициента завядания в контрольных сосудах принята за 100.

Таблица 121

Коэффициент завядания для различных видов растений. Полив растений прекращен перед началом массового цветения

(по данным Федоровского)

Почва	Опытное растение						Отклонение варианта
	Огурцы	Лен	Пшеница «диамант»	Пшеница «саррубра»	Солерос	Курай	
	Коэффициент завядания в % от веса сухой почвы						
Опыт 1947 г.							
Чернозем	17,78±0,33	17,97±0,48	15,63±0,48	15,53±0,15	16,44±0,63	13,80±0,03	±0,288
Чернозем 40%, песок 60%	10,33±0,27	8,53±0,27	7,08±0,69	7,26±0,35	7,03±0,07	7,41±0,23	±0,293
Чернозем 15%, песок 85%	3,71±0,37	2,74±0,30	2,07±0,14	2,10±0,08	2,61±0,13	2,50±0,10	±0,184
Опыт 1946 г.							
Чернозем	16,5±0,3	15,16±0,47	15,0±1,7	14,2±0,39	14,13±0,30	—	±0,352
Подзолистая супесь	3,87±0,22	4,08±0,02	2,85±0,21	2,52±0,02	3,98±0,40	—	±0,158
	Коэффициент завядания в относительных величинах (коэффициент завядания пшеницы «саррубра» принят за 100)						
Опыт 1947 г.							
Чернозем	113	115	102	100	104	89	±1,8
Чернозем 40%, песок 60%	142	118	97	100	97	102	±3,7
Чернозем 15%, песок 85%	185	130	99	100	125	119	±7,2
Опыт 1946 г.							
Чернозем	116	107	106	100	100	—	±2,6
Подзолистая супесь	154	162	113	100	158	—	±5,1

Таблица 122

Коэффициенты завядания различных растений на разных почвах при различном осмотическом давлении почвенного раствора

Почва	Осмотическое давление в атм	Коэффициент завядания для разных растений					
		Огурцы	Лен	Пшеница «диамант»	Пшеница «саррубра»	Солерос	Курай
Чернозем	Контроль	100	100	100	100	100	100
	4	103	107	111	111	93	100
	8	122	109	123	113	88	106
Чернозем 40%, песок 60%	Контроль	—	100	100	100	100	100
	4	—	113	109	95	95	101
	8	—	108	113	115	103	108
Чернозем 15%, песок 85%	Контроль	100	100	100	100	100	100
	4	114	110	136	130	92	108
	8	151	140	164	143	100	—

Эти цифры с несомненностью свидетельствуют о том, что повышение осмотического давления почвенного раствора при произрастании на почве обычных растений (не галофитов) ведет к повышению величины коэффициента завядания. Следует при этом отметить, что количество солей в растениях огурцов, льна и пшеницы и при внесении в почву хлористого натрия изменялось незначительно. В то же время солерос вел себя совершенно иначе: с повышением осмотического давления почвенного раствора коэффициент завядания под ним либо не менялся, либо даже уменьшался. Этому явлению отвечает тот факт, что солерос поглотил значительные количества хлористого натрия.

Исследования Федоровского, как видим, существенно поколебали некоторые из основных выводов классической работы Бриггса и Шанца, показав, что иссушающая сила растений (о которой мы и судим по величине коэффициента завядания) зависит и от вида растения, и от возраста, и от осмотического давления почвенного раствора.

Федоровскому принадлежит еще одно интересное исследование, касающееся вопроса о доступности для растений почвенной влаги. Свои опыты в этом исследовании (1939) Федоровский ставил следующим образом. Почву набивали в вегетационный сосуд в два приема, причем верхняя и нижняя половины почвенной толщи отделялись одна от другой прослойкой песка, предотвращавшей возможность капиллярного передвижения влаги из нижней половины почвенной толщи в верхнюю и обратно. Вначале увлажняли всю почвенную толщу. Высевали овес. Затем полив верхней половины прекращали и поливали (через трубочку) лишь нижнюю половину. Поверхность заливали, как и всегда в опытах с завяданием, мастикой. При этом верхняя половина почвенной толщи иссушалась до предела развивавшимися в ней корнями, что было отчетливо заметно по изменению цвета почвы (опыты велись в стеклянных сосудах). В верхней половине почвенной толщи определялась остаточная влага. Результаты опытов Федоровского приведены в табл. 123.

Из этих данных вытекает три важных вывода. Во-первых, даже при условии достаточного снабжения водой (в условиях опыта — из нижней половины сосуда) корни, находящиеся в неувлажняемой прослойке, способны энергично извлекать из нее влагу. Это свидетельствует об известной, если можно так выразиться, автономности в работе отдельных корней.

Таблица 123

Остаточная влага в верхних половинах сосудов в опытах Федоровского (1939)

Почва	МГ над 10%-ной H_2SO_4, в %	Содержание гумуса в %	Емкость обмена в м-экв. на 100 г почвы	Содержание частиц <0,001 мм в %	Вычисленный мертвый запас		Остаточная влага	
					по Бриггсу—Шанцу, МГ × 1,47	по Богданову МГ × 2	1-й опыт, лето—15.VI—28.VII	2-й опыт, осень—6.VIII—14.IX
Подзолистая супесчаная Люберецкого опытн. поля	1,08	1,37	2,3	2,2	1,59	2,16	2,0	2,3
Подзолистая суглинистая Долгопрудного опытн. поля	5,17	1,77	8,9	16,6	7,60	10,3	7,5	8,5
Мощный чернозем Граковского опытн. поля	11,75	6,88	41,1	37,6	17,3	23,5	15,6	17,7
Обыкновенный чернозем Каменностепной опытн. станции . . .	14,0	8,36	53,4	41,0	20,6	28,0	18,1	18,8

Во-вторых, этот опыт подтверждает устойчивость величины коэффициента завядания — содержание остаточной влажности оказалось очень близким к коэффициенту завядания, вычисленному из величин МГ с применением переходного множителя, предложенного Бриггсом и Шанцем. Нужно только отметить, что Федоровский неправильно называет эти величины «мертвым запасом». Применяя этот термин в том смысле, который был вложен в него его автором — Лобановым, мертвый запас следует приравнивать величине МГ или даже несколько более низкой.

Третий вывод вытекает из сопоставления величин остаточной влаги в первом и втором опытах. Второй опыт, проводившийся осенью, дал несколько более высокие величины содержания остаточной влаги. Федоровский с полным основанием видит в этом влияние времени года, т. е. условий испарения. Этот вывод является подтверждением наблюдений Лобанова над влиянием условий транспирации на величину коэффициента завядания.

Отметим здесь же, что взамен термина «коэффициент завядания» Долговым (1948а) был предложен термин «влажность устойчивого завядания»— на наш взгляд, гораздо более удачный. Мы и будем пользоваться им впредь, обозначая его символом ВЗ и считая его синонимом «коэффициента завядания» в смысле, придаваемом этому термину Бриггсом и Шанцем.

Заканчивая на этом рассмотрение вопроса о влажности завядания, укажем, что по данным Красовской (1935) одним из важнейших последствий приближения влажности почвы к величине ВЗ является подавление развития узловых корней, которое, в свою очередь, неблагоприятно отражается на развитии надземной массы. Красовская подчеркивает при этом, что этот эффект особенно резко сказывается в период кущение — выход в трубку, иными словами, в начале «критического периода», который, как мы видели выше, для злаков соответствует фазе: выход в трубку — колошение.

Красовская обнаружила, что предельная влажность, при которой прекращается развитие узловых корней, у разных растений различна. Так, для овса и пшеницы эта влажность равна двойной МГ, для проса — полуторной МГ, а узловые корни сорго продолжают развиваться даже при падении влажности почвы до 0,6 МГ. Вместе с тем, по наблюдениям Красовской, рост узловых корней усиливается во всем интервале влажности от предельно низкой ее величины до 60% от величины ПВ.

По мере приближения влажности почвы к величине максимальной гигроскопичности падает доступность влаги и для микроорганизмов. Иллюстрацию этого положения мы можем видеть в табл. 124, составленной нами по данным Секера (Sekera, 1931), который измерял выделение из почвы углекислоты — продукта жизнедеятельности микробов — при различной влажности почвы.

Таблица 124

Интенсивность выделения углекислоты из почвы микробами в зависимости от влажности почвы

(по данным Секера, 1931)

Глинистая почва	Влажность в % от величины МГ	127	117	110	104	99	96	87
	Выделение CO_2 в мг/сутки	32,6	24,5	14,3	4,0	1,4	1,2	0,3
Перегнойный суглинок	Влажность в % от величины МГ	138	122	107	100	91	77	
	Выделение CO_2 в мг/сутки	36,3	23,4	4,5	1,9	1,6	0,3	
Суглинок	Влажность в % от величины МГ	165	129	110	97	82	69	
	Выделение CO_2 в мг/сутки	29,4	15,0	7,2	3,6	0,0	0,0	
Песчанистый суглинок	Влажность в % от величины МГ	206	171	146	117	94	81	62
	Выделение CO_2 в мг/сутки	44,2	34,4	22,6	11,0	3,8	1,2	0,4
Песчаная почва	Влажность в % от величины МГ	206	133	103	93	67		
	Выделение CO_2 в мг/сутки	40,1	18,3	3,6	0,0	0,0		

Из этой таблицы мы видим, что с уменьшением влажности жизнедеятельность микроорганизмов ослабевает, причем по достижении влажностью величины МГ имеет место скачкообразное падение интенсивности биологических процессов, хотя полное прекращение их наблюдается лишь при влажности, значительно меньшей, чем величина МГ.

Тот факт, что жизнедеятельность микробов прекращается при влажности, значительно меньшей, чем величина ВЗ, объясняется, вероятно, тем,

что микробы значительно меньше по своему размеру, нежели корневые окончания и корневые волоски высших растений.

Микробы поэтому могут, так сказать, добираться до скоплений усвояемой влаги, для высших растений уже недоступных вследствие того, что в эти поры корневые волоски проникнуть не могут.

Впрочем, жизнедеятельность некоторых микроорганизмов затухает уже при влажности, равной МГ. Так, например, по наблюдениям Новогрудского (1947), процесс нитрификации в почвах полупустыни, при наличии в них только гигроскопической влаги, отсутствует полностью. В то же время при влажности, равной полуторной величине МГ, нитрификация протекает уже весьма энергично, достигая наибольшей величины при влажности почвы, равной ММВ.

4. ВЛИЯНИЕ РАЗЛИЧНЫХ ВЕЛИЧИН ВЛАЖНОСТИ ПОЧВЫ НА РОСТ И РАЗВИТИЕ РАСТЕНИЙ

Теперь мы перейдем к вопросу о влиянии влажности почвы на усвоение влаги растениями в тех случаях, когда влажность почвы превышает величину ВЗ, т. е. колеблется в интервале от полной влагоемкости (ПВ) до влажности завядания (ВЗ).

Рассмотрим прежде всего работу Колотовой (1931). Колотова выращивала овес при различной влажности почвы: от 20 до 59% от полной влагоемкости, причем влажность почвы в каждом следующем сосуде превышала на 1% от полной влагоемкости влажность почвы в предыдущем сосуде. Было поставлено три серии сосудов, которые убирались соответственно в период кущения, начала цветения и в момент полной зрелости. В момент уборки определялись сухой вес растений (т. е. урожай), дефицит влажности листьев (т. е. то количество влаги, которое листья могли в этот момент допоглотить) и, наконец, величина плача растений.

Результаты опыта Колотовой представлены на рис. 94. Все кривые имеют отчетливо выраженную S-образную форму. По мере нарастания влажности величина урожая растет сначала медленно, затем, в некотором очень узком интервале влажности, она нарастает скачкообразно в несколько раз, а далее продолжает расти снова медленно. Все три кривые урожая, относящиеся ко всем трем периодам развития растений, имеют совершенно одинаковую форму. Однако скачкообразное увеличение урожая в разные периоды имеет место при несколько различной влажности: в период кущения — между 29 и 30% от полной влагоемкости, в период цветения — между 30 и 32% и в момент полной зрелости — тоже между 30 и 32%. К большому сожалению, почва, применявшаяся в опытах, никак не охарактеризована, вследствие чего полученные величины влажности, при которых имеет место скачок в величине урожая, нельзя связать ни с какими водно-физическими свойствами почвы.

Кривые, изображающие ход изменения водного дефицита, имеют форму обратную, по сравнению с кривыми, изображающими изменение урожая. Скачки на них наблюдаются в тех же интервалах: в интервале 29—30% на стадии кущения и 30—32% на стадии цветения. В этих интервалах величина остаточного дефицита уменьшается скачкообразно. Этим же интервалам влажности отвечает появление положительного плача растений, отмеченное на оси абсцисс двумя длинными черточками, из которых левая относится к стадии кущения, а правая — к стадии цветения.

Обсуждая и анализируя результаты опытов Колотовой, мы ни на минуту не должны забывать о том, что в этом опыте изучалось влияние только одного фактора — влажности почвы, в полной изоляции от влияния других факторов.

Иными словами, опыты Колотовой были поставлены в таких условиях, в которых, как это было показано Вильямсом (1940, стр. 23 и сл.), может проявляться метафизический «закон убывающего плодородия». В условиях социалистического сельского хозяйства, когда мы одновременно воздействуем на в с е ф а к т о р ы роста растений, величина урожая не может, конечно, затухать по S-образной кривой, которая получилась у Колотовой и которая вообще получается всегда при изучении влияния отдельных изолированных факторов роста.

С учетом этого существенного недостатка, присущего опытам Колотовой, мы видим, что они позволяют говорить о наличии некоторой критической влажности почвы, при переходе через которую (считая от более высоких влажностей) снабжение растений водой резко ухудшается, что и влечет за собой столь же резкое снижение урожая. Судя по тому, что этому моменту отвечает и переход положительного плача растений в отрицательный, можно думать, что ему же соответствует и прекращение работы нижнего нагнетательного корневого двигателя,— предположение, высказанное Литвиновым, к рассмотрению работ которого мы вскоре перейдем. Литвиновым же было дано и название той величины влажности почвы, при которой наблюдается скачок в изменении урожая и в изменении величин остаточного водного дефицита. Он впервые установил существование этой точки на основании наблюдений над плачем растений в природных условиях, наблюдая прекращение этого плача и даже переход его в отрицательный плач по мере иссушения почвы. Эту точку Литвинов назвал « т о ч к о й достаточного увлажнения». Название это представляется нам не очень удачным, ибо не понятно: для чего данная влажность является «достаточной»? Для того, чтобы избежать гибели, достаточной является и более низкая влажность, для того же, чтобы получить максимальный урожай, эта влажность явно недостаточна. Мы будем называть эту точку к р и т и ч е с к о й в л а ж н о с т ь ю и обозначать символом КрВ[1].

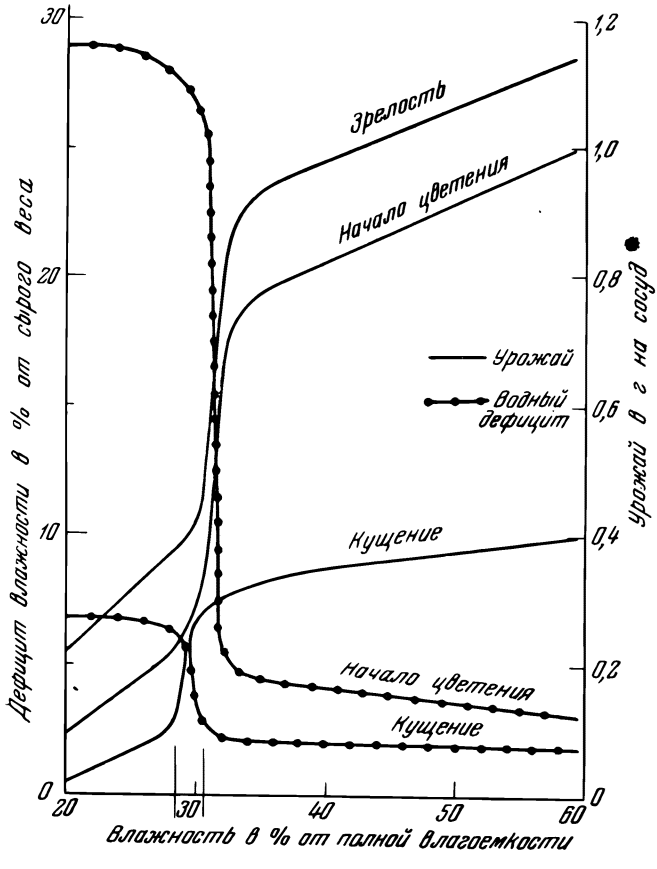


Рис. 94. Зависимость величины урожая и водного дефицита в растениях от влажности почвы (по данным Колотовой).

[1] В новейшей работе Литвинова (1915) мы уже не находим понятия «точка достаточного увлажнения».

Рассмотрим теперь работу Кокиной, которая появилась несколько раньше исследования Колотовой. Кокина в своей работе (1927) интересовалась по преимуществу поведением растения, но из ее данных можно извлечь некоторые интересные выводы, относящиеся и к почве. Она вела свои исследования с несколькими растениями. Мы остановимся на результатах опытов с Atriplex, для которого имеются наиболее полные данные. Принципиальной разницы в результатах, полученных с другими растениями, нет.

Кокина работала с почвой, полная влагоемкость которой равнялась 48%, а «гигроскопичность» (повидимому, максимальная) — 3,5%. Почва никак не охарактеризована.

Опыты велись при трех вариантах влажности почвы:

Влажность в % от полной влагоемкости	55	35	25
Влажность в % от веса сухой почвы	25	19	15
Содержание доступной влаги (за вычетом удвоенной величины максимальной гигроскопичности, равной 3,5%) . .	18	12	8

Опыт велся в тени. Начиная с некоторого момента (какого — из работы не ясно) полив опытных растений прекращали, в то время как полив контрольных продолжали. Влажность почвы в неполиваемых сосудах начинала падать. В этот период производились сравнительные измерения интенсивности транспирации, которые велись до тех пор, пока не появились первые признаки завядания растений в опытных сосудах, после чего опыт прекращали.

Результаты опыта Кокиной для двух крайних величин влажности почвы представлены нами на рис.95, который составлен несколько иначе, чем рисунки, имеющиеся в работе Кокиной. На оси абсцисс нанесено время, в течение которого велись параллельные наблюдения над влажностью почвы и над транспирацией. На оси ординат нанесены: слева величина транспирации и влажности почвы в процентах от соответствующих величин в контрольных сосудах, справа — влажность почвы в процентах от веса сухой почвы. График делится на две половины: верхняя относится к варианту с влажностью почвы 55% от полной влагоемкости, нижняя — к варианту с влажностью 25% от полной влагоемкости. На каждой половине верхние кривые изображают изменение величины транспирации, а нижние — влажности почвы.

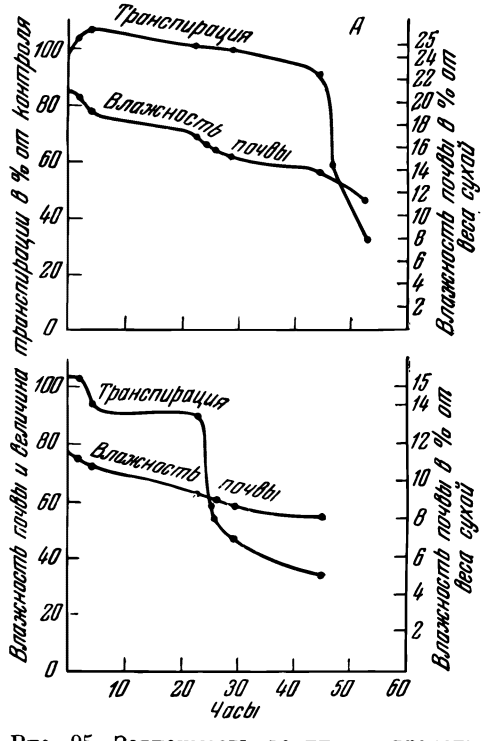


Рис. 95. Зависимость величины транспирации от влажности почвы (по данным Кокиной).

А — при влажности почвы, равной 55% от полной влагоемкости; *Б* — при влажности почвы, равной 25% от полной влагоемкости.

Из этого графика мы видим, что влажность почвы в обоих случаях уменьшалась в общем очень равномерно. Некоторая волнообразность

кривой отражает на себе суточные колебания изменений условий транспирации. В то же время кривые, изображающие изменение величины транспирации, имеют совершенно иной характер. В начальный период опыта величина транспирации растений в опытных сосудах не отличается от величины транспирации контрольных сосудов. Кривая колеблется около линии, отвечающей 100%. Затем, начиная с некоторого момента, кривая транспирации опытных сосудов резко загибается вниз, указывая на скачкообразное уменьшение величины транспирации. Скачок этот имеет место при различной влажности почвы, в зависимости от того, при какой исходной влажности почвы развивалось растение. Так, при исходной влажности, равной 55% от полной влагоемкости, скачок происходит при влажности, равной примерно 14% от веса почвы, что соответствует содержанию доступной влаги около 7%. В то же время при исходной влажности, равной 25% от полной влагоемкости, скачок имеет место при влажности, равной 9% от веса почвы, что отвечает содержанию доступной влаги, по Кокиной, около 2%. Таким образом, чем ниже влажность почвы, при которой развивалось растение, тем ниже и та влажность, при которой наблюдается скачок в величине транспирации. В этом нельзя не видеть, если можно так выразиться, «воспитывающего действия среды».

В целом, работа Кокиной свидетельствует о том, что в довольно широком интервале влажности почвы эта влажность оказывает лишь незначительное влияние на величину транспирации произрастающих на данной почве растений. И лишь после того, как влажность почвы упадет до некоторого предела, тем более низкого, чем ниже влажность почвы, при которой развивалось растение,— лишь после этого транспирация скачкообразно уменьшается.

Перейдем теперь к рассмотрению серии весьма интересных работ Литвинова, выполненных частично им самим, частично — совместно с сотрудниками (Литвинов, 1926, 1928, 1932; Литвинов и Гебгардт, 1928; Литвинов и Сапотницкая, 1934).

Первая работа Литвинова (1926) с точки зрения интересующих нас вопросов имеет преимущественно методическое значение. В этой работе экспериментальным путем Литвинов установил следующие положения:

«1. Сила осмотического сосания корневой системы возрастает пропорционально увеличению концентрации питательного раствора.

2. При этом величина реальной силы сосания не изменяется и в среднем остается равной силе осмотического сосания растений, культивируемых на дистиллированной воде.

3. Определение осмотического давления растений, выращенных на питательных растворах различных концентраций, и сопоставление этих определений с соответствующими величинами силы осмотического сосания корней подтверждает равенство этих двух величин, наблюденное впервые Д. А. Сабининым».

В результате этой работы Литвинов разработал метод определения силы осмотического сосания корневой системы по величине осмотического давления пасоки и вместе с тем показал, что корневая система в отношении присущей ей силы осмотического сосания представляет собою саморегулирующийся аппарат.

В следующей работе, выполненной совместно с Гебгардт (Литвинов и Гебгардт, 1928), Литвинов излагает свои наблюдения над плачем степных растений. При попытке измерить плач у растений, растущих на солончаках, не только не появлялся плач, но наблюдалось и обратное явление. Если в трубочку, прикрепленную к пеньку срезанного растения, вливалась вода, то эта вода всасывалась растением, а почва вокруг корней делалась заметно влажнее, т. е. возникал «отрицательный» или «обратный»

плач. Аналогичные наблюдения в сухое время года были сделаны и на других почвах, в то время как во влажное время года на них можно было наблюдать нормальный плач произрастающих на них растений. Литвинов и Гебгардт из этого делают вывод о том, что в режиме влажности степных почв можно наметить два периода. Весною, когда в почве много воды, «водоудерживающая сила почвы», как ее называют Литвинов и Гебгардт (не смешивать с водоудерживающей способностью почвы!— *А. Р.*) мала, вследствие чего растения могут добывать влагу из почвы за счет работы обоих своих концевых осмотических двигателей. По мере же уменьшения влажности почвы, ее «водоудерживающая сила» делается сначала равной сосущей силе корней, а затем и перерастает ее. Этот момент можно установить по прекращению плача растений и смене его «отрицательным плачем». Начиная с этого момента водный дефицит растений, создающийся днем, уже перестает восстанавливаться в ночные часы, т. е. создается остаточный водный дефицит, который постепенно нарастает, что и имеет своим последствием летнее засыхание степи.

Авторы высказываются «...за большое биологическое значение такого состояния увлажнения почвы, когда водоудерживающая сила ее не меньше силы сосания корневой системы». По их мнению, именно с момента наступления этой точки и начинается завядание растений, понимаемое в широком смысле этого слова. Появление внешних признаков завядания характеризует собою не начало этого процесса, а какую-то промежуточную точку. Коэффициент завядания Бриггса — Шанца, по их мнению, не имеет существенного биологического значения в полевой обстановке.

Этот последний вывод требует некоторых пояснений. Во-первых, как мы знаем уже из работы Лобанова, величина коэффициента завядания зависит от условий транспирации, из чего уже и вытекает тот вывод, что в полевых условиях этот коэффициент будет выше, чем в условиях, скажем, вегетационного опыта. Во-вторых, при всей справедливости взглядов и данных Литвинова, все же коэффициент завядания, или влажность завядания, сохраняет свое значение как та влажность, при которой у растения появляются признаки значительного нарушения физиологических процессов и наступающей гибели. Но вместе с тем КрВ, существование которой установил Литвинов, представляется нам чрезвычайно важной величиной, так как ей соответствует начало резкого снижения продуктивности растения, как это было показано Колотовой. Кроме того, существенно и то, что эта точка является в полной мере объективной, ибо, как мы только что видели, при переходе через эту точку прекращается работа нижнего концевого двигателя растений.

Величина КрВ выше, чем величина ВЗ. По данным Литвинова, КрВ наступает в тот момент, когда в почве остается еще в среднем около 2% физиологически доступной влаги. Принимая во внимание, что физиологически доступную влагу он определял как разность между фактической влажностью и у д в о е н н о й величиной максимальной гигроскопичности (что является несколько преувеличенной величиной влажности завядания), можно считать, что истинное содержание физиологически доступной влаги в этот момент было несколько большим. С сожалением приходится отметить, что в целом работа Литвинова осталась все же не законченной в том отношении,что он не установил точно соотношения величины КрВ с другими водно-физическими характеристиками почвы, как, например, ВЗ (при прямом экспериментальном ее определении). МГ и НВ. Но вместе с тем само существование этой характерной и важной величины не подлежит, повидимому, никакому сомнению.

Свой метод Литвинов (Литвинов и Сапотницкая, 1934) предложил применять для определения «водоудерживающей силы почвы». Рассматривая корневую систему растения, заканчивающуюся пеньком с

присоединенным к нему манометром в качестве осмометра, Литвинов пишет уравнение:

$$W = P - M,$$

где W — «водоудерживающая сила» почвы[1];

P — осмотическое давление внутреннего раствора;

M — найденное осмотическое давление осмометра.

Величину P можно определить, измерив осмотическое давление выделяющейся пасоки, которое равно ей. Величина M измеряется осмометром, присоединенным к пеньку. Зная эти две величины, можно вычислить и величину W. Правильность этого приема Литвинов и Сапотницкая доказывают, выращивая растения в водной культуре, где давление внешнего раствора им точно известно.

Применив этот метод, они нашли, что водоудерживающая сила пермской глинистой почвы имела следующие величины (табл. 125).

Таблица 125

Водоудерживающая сила глинистой почвы

(по данным Литвинова и Сапотницкой, 1934)

Растение	Влажность почвы в % от полной влагоемкости	P в атм.	M в атм.	$W=P-M$ в атм.
Бальзамин . . .	80	0,724	0,454	0,270
	80	0,724	0,421	0,303
	60	0,724	0,158	0,566
Кукуруза	40	1,447	0,217	1,230
	40	1,327	0,290	1,037

В более ранней работе (1928), наблюдая прекращение плача и измеряя в этот момент осмотическое давление пасоки, Литвинов нашел следующие величины водоудерживающей силы различных почв (в атм.):

Столбчатый солонец	4,09—3,60
Чернозем	3,1
Луговой солончак	3,61—3,73
Луговая солодь	2,1—2,4

Величина КрВ («точка достаточного увлажнения», по Литвинову), являясь тем пределом, при переходе через который начинается процесс страдания растений от недостатка влаги, не характеризует, однако, собой той величины влажности почвы, которая обеспечивает наибольший урожай. Теоретически такого верхнего предела быть не должно, так как чем больше мы даем влаги растению, тем больший урожай мы должны получить, при условии, понятно, что растение будет обеспечиваться в возрастающем количестве и другими факторами роста: светом, воздухом, теплом и питательными веществами, что было показано Вильямсом на примере диалектического анализа опытов Гельригеля и Волльни.

[1] В своей последней работе Литвинов (1951) поясняет, что «...водоудерживающая сила почвы состоит в основном из двух слагаемых: 1) всасывающей силы почвы, которая обусловлена в основном энергией поверхностного натяжения менисков, и 2) осмотического давления почвенного раствора». По этому поводу следует заметить, что всасывающая сила почвы, если принять представление о ней Литвинова, определяется не только мениксовыми силами, но и силами адсорбционными.

Однако практически, в силу несовершенства техники снабжения растений большим количеством воды, мы принуждены считаться с известным антагонизмом между водой и воздухом в почве. При подаче в почву большого количества воды газообмен между почвой и атмосферным воздухом ухудшается, в крайних случаях почти вплоть до полного прекращения, в связи с чем корневые системы растений начинают страдать от недостатка кислорода и накопления в почве восстановленных соединений. Однако такое состояние влажности почвы наступает лишь при весьма высоких степенях ее увлажнения. В обширном же интервале средних степеней увлажнения повышение влажности почвы влечет за собой повышение урожая растений, как это можно видеть хотя бы из верхних ветвей кривых урожая в опыте Колотовой (рис. 94).

Материала, который позволил бы решить данный вопрос — об оптимальной величине увлажнения в полевой обстановке, весьма мало, и он целиком относится к условиям орошаемого хозяйства, так как только в этом случае имеется возможность регулирования влажности почвы путем применения разного числа поливов и разных норм полива.

Мы уже знаем, что если грунтовые воды залегают глубоко, то наибольшая влажность почвы, которую мы можем создать поливом, равна величине НВ. Применяя различные нормы полива, мы можем изменять запас влаги в почве лишь путем изменения мощности промоченного слоя почвы. Однако промачивать почву глубже, чем глубина распространения корневых систем, нецелесообразно потому, что доступность влаги, ушедшей за пределы их распространения, для растений невелика. Вместе с тем следует указать, что, регулируя глубину промоченного слоя, мы можем регулировать в известных пределах и глубину распространения корней, как это показали исследования Кружилина (1935).

Запас влаги, созданный в почве путем полива, начинает расходоваться путем десукции растениями и путем физического испарения. Первая форма расхода может довести влажность почвы до величины ВЗ. Эта последняя величина и указывается во многих слуяаях как предельная, ниже которой не должна снижаться влажность почвы.

Однако даже лишь периодическое снижение влажности до величины ВЗ влечет за собой значительное снижение урожая. Иными словами, если верхним пределом оптимального интервала величин влажности в полевых условиях, по необходимости, является величина НВ, то нижний предел этого интервала отнюдь не равен ВЗ, а лежит значительно выше этой последней величины. Выяснение этого предела и представляет весьма существенную практическую задачу. Материала по этому вопросу в литературе не так много. Укажем прежде всего на работу Зайцева (1940), данные которого относятся к культуре яровой пшеницы в условиях орошения на Безенчукской опытной станции. В табл. 126, заимствуемой у Зайцева, мы приводим величины урожая пшеницы в зависимости от влажности почвы.

Зайцев отмечает, что снижение влажности почвы перед поливами до величин меньших, чем 60% от НВ, резко понижало урожай. Вместе с тем он считает, что оптимальная влажность в полевых условиях колеблется в пределах 75—100% от НВ. Нужно, однако, указать, что данные табл. 126, строго говоря, не дают оснований для такого вывода. Представляется вполне вероятным, что если бы нижний предел влажности был повышен, скажем, до 80% от НВ, то это вызвало бы заметное повышение и урожая. Другой вопрос — насколько это осуществимо практически и технически.

Далее Зайцев подчеркивает, что особенно важно не допускать снижения влажности за пределы 75% от НВ в период, начинающийся за 5—7 дней до колошения и оканчивающийся заложением пяточки зерна,

Таблица 126

Урожай яровой пшеницы на Безенчукской станции в зависимости от влажности почвы

(по данным Зайцева, 1940)

Влажность почвы (в % от величины наименьшей влагоемкости) изменялась в пределах:	Число поливов	Оросительная норма в м³/га	Урожай в ц/га	
			Зерно	Солома
От 100 до 75	4	3148	37,1	47,0
» 100 » 65	3	2090	31,0	44,5
» 100 » 60	2	1542	28,5	36,2

когда происходит наиболее интенсивная транспирация, рост массы растений, с одной стороны, и созревание и оплодотворение цветков — с другой. В период же, предшествующий указанному, и в последующий допустимо снижение влажности до 65% от НВ (не ниже 6—7% от мертвого запаса, как поясняет Зайцев), но не ниже, так как в противном случае, особенно если более значительное снижение влажности происходит в период до полного трубкования, оно отрицательно влияет на развитие зачаточного колоса, образование вторичных корней и кущение. Точно так же снижение влажности ниже 65% в период налива зерна влечет за собой понижение урожая за счет уменьшения абсолютного веса семян. В итоге Зайцев считает, что влажность почвы должна поддерживаться «...в пределах 65—70% от полевой влагоемкости в период до середины трубкования, не ниже 70—75% от полевой влагоемкости в период от колошения до начала налива» и полагает целесообразным постепенно снижать ее до 65% к концу молочной спелости.

К близким выводам пришел позднее и Рыжов (1948), наблюдения которого относятся к хлопчатнику. Некоторые данные Рыжова мы приводим в табл. 127. Они относятся к урожайности хлопка на сероземе Ак Кавакской опытной станции, который имеет величину ВЗ, равную 7,5%.

Рыжов подчеркивает, что урожайность хлопка значительно снижается задолго до того, как влажность почвы приблизится к величине ВЗ. В третьем варианте опыта содержание физиологически доступной влаги перед поливом снижалось до 13,6 — 7,5 = 6,1% и это уже имело своим следствием значительное понижение урожайности. Напомним, что в опытах Кокиной (см. рис. 95) при исходной относительной влажности почвы, равной 55%, интенсивность транспирации начинала снижаться, когда в почве оставалось еще около 7% доступной влаги. Не удивительно поэтому, что и в опыте Старова при снижении влажности почвы перед поливом до содержания доступной влаги в 6,1% наблюдалось заметное уменьшение урожая. У Зайцева, как мы видели выше, соответствующая величина равнялась 6—7% содержания доступной влаги.

На этом основании Рыжов предлагает «...различать нижний предел физиологически доступной воды и нижний предел оптимальной влажности почв».

Данные многочисленных опытов показали, что для сероземов Ферганской долины нижний предел оптимальной влажности лежит около 70% от величины НВ, вследствие чего Рыжов и рекомендует сроки и нормы поливов рассчитывать таким образом, чтобы не допускать снижения влажности почвы ниже 70% от величины НВ. Таким образом, Рыжов приходит к совершенно тем же величинам нижней границы оптимального интервала влажности, что и Зайцев, хотя выводы обоих авторов относятся к различным почвам и растениям.

Таблица 127

Урожайность хлопка при разной влажности почвы перед поливом и при различной степени подвядания листьев

(опыты Старова, цитированы по Рыжову, 1948)

Показатели	Варианты опыта			
	Контроль	Подвядание листьев в 3 ч. дня	Подвядание листьев продолжалось до 7 ч. вечера	Подвядание продолжалось до 7 ч. утра
Высота главного стебля в см . .	56,1	41,2	36,1	24,9
Количество коробочек на одном растении	6,3	5,1	4,1	2,1
Средний вес коробочки в г . . .	4,0	4,1	3,9	3,8
Урожай с одного растения в г .	25,6	23,2	15,8	8,2
Урожай в %	100	90,6	61,7	32,3
Схемы поливов	1—3—1	1—2—1	1—1—1	1—0—0
Влажность почвы перед поливом в % от веса сухой почвы (средняя в метровом слое)	15,0	14,6	13,6	11,3
То же, в % от наименьшей влагоемкости	70,7	68,9	64,2	53,3

Определяя подвижность почвенной влаги при помощи гипсового всасывателя Секера, Рыжов нашел, что именно в интервале влажности от 70 до 50% от величины НВ скорость отдачи воды ферганскими сероземами резко снижается.

В связи с этим нижний предел оптимальной влажности, понятие о котором установлено Зайцевым и Рыжовым, интересно сопоставить с величиной влажности разрыва капилляров (ВРК), о которой мы говорили в главе VI. Мы указывали, что эта величина, по определениям Абрамовой для лессовидного суглинка и по данным Большакова для сероземов, равна тоже примерно 70% от НВ. Это позволяет предполагать, что ВРК и нижний предел оптимальной влажности суть два различных названия, относящихся к одной и той же величине влажности, и что состояние влаги в почве при этих величинах влажности является тождественным и отвечает резкому уменьшению подвижности почвенной влаги, которое резко понижает и ее доступность для растений. Что касается соотношения между этими величинами, с одной стороны, и величиной КрВ («точка достаточного увлажнения»), установленной Литвиновым,— с другой, то оно представляется менее ясным. Требуются дальнейшие опыты в духе исследования Литвинова и Колотовой для установления соотношения между водным режимом растения и влажностью почвы во всем интервале последней от полной влагоемкости до влажности завядания. В своей последней работе (1951) Литвинов указывает на то, что снижение урожая при почвенной засухе вызывается не перманентным завяданием растений, а перманентным водным дефицитом в их тканях. Наступление последнего начинается при влажности почвы значительно превышающей ВЗ. Именно с появлением перманентного водного дефицита связано снижение интенсивности роста, оттока ассимилятов и процесса фотосинтеза[1].

[1] Критическую влажность может быть лучше называть «влажностью замедления роста».

5. ПРИЧИНЫ ТРУДНОЙ ДОСТУПНОСТИ НЕКОТОРОЙ ЧАСТИ ВЛАГИ ДЛЯ РАСТЕНИЙ

Из всего вышесказанного мы видели, что, во-первых, некоторая часть воды, содержащейся в почве, ни при каких условиях не может быть усвоена растениями. Эту воду мы будем называть водой неусвояемой. Во-вторых, мы видели, что задолго до того, как влажность почвы понизится до этого предела, поступление влаги в растение начинает делаться затрудненным, на что растение соответствующим образом и отзывается.

Теперь нам следует рассмотреть вопрос о том, что является непосредственной причиной неусвояемости одной части влаги и затрудненного поступления в растение — другой.

Мы уже знаем, что поступление влаги в растение является результатом работы двух двигателей, присущих растению: нижнего корневого и верхнего листового. В основе работы обоих двигателей лежат осмотические явления. Но в то время как работа низового двигателя построена непосредственно на осмотических явлениях, работа верхового двигателя хотя и имеет в своей основе тоже явления осмотические, но к корням эта работа передается в форме отрицательного гидростатического давления. Иными словами, силы, с которыми на почвенную влагу действуют оба эти двигателя, обладают различной природой. Вследствие этого и направление действия этих сил может в одних случаях (при высокой влажности почвы) совпадать, а в других — быть противоположным (при низкой влажности почвы). Переход от одного состояния к другому, как мы видели, и улавливается по моменту прекращения плача растений. Усилие, развиваемое верхним двигателем, обычно в несколько раз превосходит усилие, развиваемое нижним.

Нам известно также, что поступление воды в корни растений осуществляется через корневые волоски, диаметр которых измеряется величинами порядка 0,01 мм. Усваиваться могут только те порции воды, с которыми в непосредственное соприкосновение приходят корневые волоски. Между тем мы знаем, что поперечник почвенных пор, особенно в почвах тяжелых по механическому составу, часто бывает значительно меньшим, чем только что приведенный поперечник корневых волосков. А по мере иссушения почвы, как мы видели, остающаяся влага и стремится как раз сосредоточиться в наиболее тонких порах. Очевидно, что вода, содержащаяся в этих порах, может быть усвоена корневыми волосками лишь в том случае, если она под влиянием тех или иных сил сможет передвинуться к этим волоскам.

При этом, очевидно, что чем меньше тот путь, который данная порция воды должна проделать до соприкосновения с корневым волоском, тем быстрее она будет усвоена растением. Поэтому со стороны растения имеется стремление облегчить в этом отношении поступление в него влаги. Это приспособление заключается в непрерывном росте корневых систем и их весьма значительной разветвленности. По данным Дитмера (цитирую по Максимову, 1944), одно растение озимой ржи имело следующее число корней:

Корней 1-го порядка	143
» 2-го порядка	35 000
» 3-го порядка	2 300 000
» 4-го порядка	11 500 000,

а всего почти 14 000 000 корней. Их общая длина составила около 600 км с поверхностью в 225 м². На этих корнях имелось около 15 000 000 000 корневых волосков, общей длиною 10 000 км и общей поверхностью около 400 м². В то же время надземная часть имела 80 побегов с 480 ли-

стьями, обладавшими общей площадью около 4,5 м². Таким образом, общая площадь корневой системы примерно в 130 раз превышала площадь листовой поверхности. Средний ежедневный прирост корневой системы измерялся 115 000 новых корней и 119 000 000 новых корневых волосков. Общее ежедневное увеличение длины корней — 5 км, а корневых волосков — 80 км.

По поводу этих цифр акад. Максимов очень образно пишет, что «... вопреки ходячему представлению, корневая система вовсе не неподвижно закреплена в определенном участке почвы, но все время движется в ней вперед, словно огромная стая мелких роющих животных, „обсасывая" каждую встречную песчинку, и „слизывая" с нее, если можно так выразиться, те тончайшие пленки воды, которые ее одевают. Таким образом,— по крайней мере в более сухой почве,— не столько вода притекает по почвенным капиллярам к корневым окончаниям, сколько корневые окончания гонятся за водой и ради нее энергично роют почву, не оставляя неиспользованным ни одного кубического ее миллиметра».

Даже считая данные Дитмера значительно преувеличенными, мы все же видим, что растения располагают в непрерывном росте своих корневых систем мощным средством для добычи влаги (а равным образом и питательных веществ). Однако это средство не является достаточным. Как уже сказано, в почвах тяжелых по механическому составу относительно значительные участки почвы недоступны для проникновения в них корней и корневых волосков, во-первых, из-за относительно большого диаметра последних, превышающего поперечник почвенных пор, а во-вторых, вследствие значительного механического сопротивления корням со стороны почвы. Поэтому корневые системы могут придти в непосредственное соприкосновение далеко не со всей массой почвенной влаги. Возможность использования растениями тех порций почвенной влаги, с которыми их корни не могут придти в непосредственное соприкосновение, определяется возможностью передвижения этой влаги к корневым окончаниям и волоскам, т. е. степенью подвижности почвенной влаги в почве при данной влажности последней.

В этом отношении, как нам уже известно, поведение почвенной влаги при различных степенях влажности различно.

Обращаясь прежде всего к почвам суглинистого и глинистого механического состава, мы можем наметить следующие градации подвижности влаги.

При влажности, превышающей величину НВ, влага в почве обладает высокой подвижностью и без труда может передвигаться к тем точкам, в которых происходит ее расход, т. е. к корневым волоскам. В интервале влажности от ПВ до НВ растения могут снабжаться влагой совершенно беспрепятственно. В этом интервале при приближении влажности к величине ПВ количество влаги может оказаться даже избыточным в том отношении, что будет создаваться существенное препятствие для доступа воздуха.

При понижении влажности до величин меньших, чем величина НВ, подвижность влаги, как мы знаем, заметно падает. Однако она все же остается достаточно большой в интервале влажности от НВ до ВРК. Ее достаточная подвижность в сочетании с непрерывным ростом корневых систем создает и в этом интервале, повидимому, полную обеспеченность растений влагой. Мы говорим, «повидимому», так как прямых опытных данных для этого интервала влажности не имеется. Следующее резкое изменение в подвижности влаги наступает при ВРК. При переходе влажности за этот предел подвижность влаги сильно уменьшается, вероятно, вследствие того, что влага в почве разбивается на отдельные микроскопления, связанные одно с другим лишь тонкими пленками, облекающими

частицы. Передвижение воды может совершаться только по этим пленкам, а так как они состоят из рыхло связанной воды, т. е. из слоев ориентированных молекул, то передвижение воды в форме этих пленок совершается с очень малой скоростью. Поэтому по мере понижения влажности от величины ВРК и ниже снабжение растений водой начинает становиться уже затрудненным. Степень этого затруднения зависит, конечно, и от условий транспирации. Чем менее она интенсивна, тем менее страдает растение от затрудненного поступления влаги, и наоборот. Однако в этом интервале влажности начинает, очевидно, играть роль уже не только медленность подтока влаги к корневым окончаниям, но и затруднения в самом поступлении ее в корневую систему. Те осмотические силы, которые лежат в основе работы нижнего двигателя, начинают конкурировать с силами, удерживающими влагу в почве. Таковыми в почвах являются, во-первых, сорбционные силы, во-вторых, силы тоже осмотической природы. При этом последние могут иметь своим источником как соли, находящиеся в почвенном растворе, так и диссоциированные обменные катионы. Концентрация почвенного раствора по мере уменьшения влажности почвы увеличивается, что, как мы знаем, влечет за собой уменьшение количества рыхло связанной воды. Поэтому осмотический двигатель корневой системы прежде всего вступает в конкуренцию с возросшим осмотическим давлением почвенного раствора и с сорбционными силами почвы. Эта конкуренция, как мы знаем, в конце концов приводит к тому, что нижний осмотический двигатель прекращает подачу влаги в растение и ее поступление продолжается лишь за счет работы верхнего двигателя. Этому моменту соответствует падение влажности почвы до величины критической влажности, с чем бывает связано резкое уменьшение транспирации и столь же резкое уменьшение прироста сухого вещества.

Таким образом, в интервале влажности от величины ВРК до величины КрВ доступность влаги для растений значительно уменьшается — как вследствие уменьшения ее подвижности, так и вследствие возрастания осмотического давления почвенного раствора и величины сорбционных сил, вызывающих сначала снижение интенсивности, а потом и прекращение работы нижнего корневого двигателя. Какой из этих двух факторов уменьшения доступности влаги — падение ее подвижности или возрастание осмотического давления почвенного раствора и нарастание сорбционных сил почвы по мере ее обезвоживания — играет бóльшую роль, сказать пока трудно. Весьма вероятно, что для разных почв этот вопрос должен решаться по-разному, в зависимости от концентрации почвенного раствора, механического состава и сложения почвы.

Однако представляется более вероятным, что понижение доступности влаги зависит прежде всего от уменьшения ее подвижности, на что еще четверть века назад указал акад. Максимов (1926). Этот вывод был подтвержден им еще раз в недавнее время (Максимов и Комизерко, 1950).

По мере дальнейшего обезвоживания почвы мы начинаем наблюдать появление у растений признаков устойчивого завядания, т. е. таких признаков, которые не исчезают и после переноса растений в камеру с воздухом, насыщенным водяным паром. Этому моменту, как мы знаем, соответствует уменьшение влажности почвы до величины ВЗ. Однако и при этой влажности в почве остается еще некоторое количество влаги, доступной для растений, ибо, как мы видели выше, и при влажности почвы ниже величины ВЗ усвоение влаги растениями продолжается. В этот момент оно совершается уже лишь за счет работы верхнего двигателя и при этом медленно. Следовательно, медленность поступления влаги и в этом интервале влажности зависит еще по преимуществу от слабой и все убывающей подвижности влаги, а не от того, что она не может быть усвоена растениями.

Возникает вопрос: в какой форме содержится вода в тонкозернистых почвах при уменьшении влажности почвы до величины ВЗ? По этому поводу интересные соображения и данные мы находим у Долгова (1948, стр. 169—170). Он определил влажность почвы в почвенной колонне, не полностью промоченной водой, на границе смачивания. Это было им осуществлено путем определения влажности нескольких слоев почвы мощностью в 1 см непосредственно над и под границей смачивания и построения соответствующих кривых, изображенных на рис. 96, который мы заимствуем у Долгова. Соединив точки кривых, расположенные на одинаковом расстоянии от границы смачивания, Долгов обнаружил, что они пересекают границу смачивания примерно в одной точке. Влажность, соответствующая этой точке, оказалась весьма близкой, как это видно из того же рисунка, к влажности завядания, определенной непосредственно

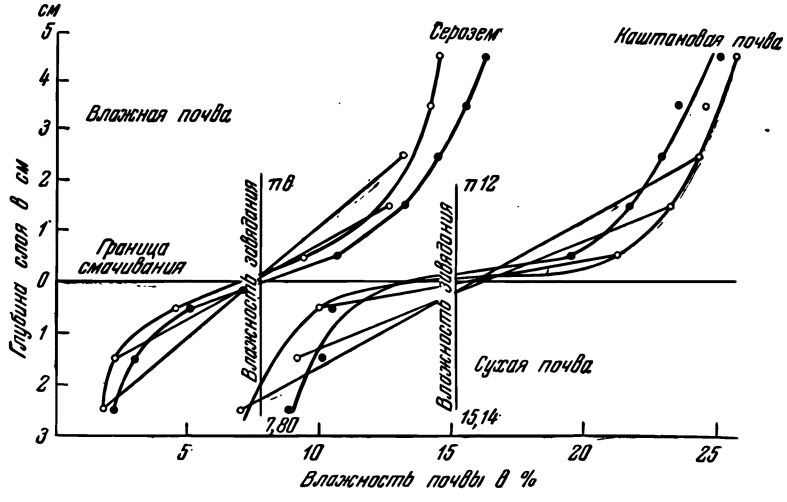


Рис. 96. Влажность почвы на нижней границе промачивания и влажность завядания (по Долгову).

экспериментальным путем. Долгов высказывает предположение о том, что влажность на границе смачивания должна содержаться в форме стыковой воды. Указанное выше совпадение величины ВЗ и влажности на границе промачивания дает, по мнению Долгова, основание полагать, что величина ВЗ соответствует наибольшему возможному содержанию в почве стыковой воды.

Такой вывод нельзя считать достаточно обоснованным, ибо состояние влаги на границе промачивания нам неизвестно и мы можем лишь строить более или менее правдоподобные догадки о нем. Но даже если эта точка зрения и является верной, то не следует забывать, что в почвах тонкозернистого состава вся влага при влажности завядания неизбежно должна относиться к категории связанной, что также понижает ее подвижность, а следовательно, и доступность для растений.

Все вышеприведенные рассуждения относятся к почвам тонкозернистого механического состава, в которых влага может запасаться в форме пленочно подвешенной. В почвах же среднезернистых и крупнозернистых, в которых при отсутствии капиллярного подпора со стороны грунтовых вод влага может существовать только в форме стыковой, дело, вероятно, обстоит несколько иначе. В этом случае, как мы знаем, стыковая подвешенная влага является практически неподвижной, вследствие чего ее доступность для растений снижена. Правда, в этих почвах, благодаря

относительно крупному поперечнику почвенных пор, корни и корневые волоски имеют возможность добираться до всех, вероятно, скоплений стыковой воды, что значительно повышает ее доступность для растений. Но, учитывая, что запас стыковой воды в почвах обычно очень невелик, следует все же считать, что в таких случаях обязательным условием полной обеспеченности растений влагой является проникновение их корней вплоть до верхних частей капиллярной каймы, влага в которой обладает весьма большой подвижностью, благодаря чему растения получают возможность свободно черпать воду из грунтовых вод.

Как показывают исследования Лобанова, рассмотренные нами выше, а равным образом и других авторов, влажность почвы в процессе усвоения влаги растениями может опускаться до величины МГ и даже несколько ниже. И лишь после уменьшения до этих величин поступление влаги в растение прекращается полностью. Это указывает на то, что влагой, совершенно неусвояемой растениями, следует считать влагу прочно связанную, предельное содержание которой в почве, как мы видели, меньше, чем величина МГ. Влагу же, содержащуюся в интервале влажности от величины МАВ до величины ВЗ, мы должны рассматривать как влагу усвояемую, но такую, доступность которой для растений очень мала, переходя в почти полную недоступность вследствие того, что эта влага является практически неподвижной.

6. ЗАВИСИМОСТЬ МЕЖДУ ВЕЛИЧИНОЙ ВЛАЖНОСТИ ЗАВЯДАНИЯ И ДРУГИМИ ВОДНЫМИ СВОЙСТВАМИ ПОЧВ

Нам остается рассмотреть вопрос о соотношении между величиной ВЗ и величинами, характеризующими некоторые другие водные свойства почвы. Этому вопросу посвящена довольно обширная литература, что объясняется поисками быстрых и простых способов определения такого важного показателя, как величина ВЗ, прямое экспериментальное определение которой методом вегетационных миниатюр (т. е. методом проростков) является длительным и трудоемким, по сравнению с лабораторными методами определения некоторых других величин, как, например, МГ, ММВ и др.

Как мы видели, еще Богданов и Костычев отмечали, что влажность, при которой начинают завядать растения, равна приблизительно двойной величине МГ.

Обстоятельное исследование по вопросу об этих соотношениях было выполнено Бриггсом и Шанцем (Briggs and Shantz, 1912). На основании математической обработки массового материала по определению величин ВЗ и других водных свойств Бриггс и Шанц дают следующие формулы:

$$1) \quad \text{ВЗ} = \frac{\text{Эквивалент влажности}}{1{,}84\,(1 \pm 0{,}007)}.$$

Эквивалентом влажности, как известно, называется условная величина, равная влажности первоначально избыточно увлажненной почвы, избыточная влага из которой удалена центрифугированием при ускорении, равном 1000 *g*. Этот показатель имеет широкое распространение в США и по своей величине близок к величине НВ.

$$2) \quad \text{ВЗ} = \frac{\text{Гигроскопический коэффициент}}{0{,}68\,(1 \pm 0{,}018)}.$$

О гигроскопическом коэффициенте — см. выше, стр. 82. Он близок к величине МГ.

3) $$ВЗ = \frac{\text{Водоудерживающая способность почвы} - 21}{2{,}90\,(1 \pm 0{,}021)}.$$

4) $$ВЗ = \frac{0{,}01\ (\text{содержание песка}) + 0{,}12\ (\text{содержание пыли}) + 0{,}57\ (\text{содержание глины})}{1 \pm 0{,}025}.$$

Однако позднейшая проверка формул Бриггса и Шанца показала, что эти формулы имеют лишь весьма ограниченное применение.

Особенно много работ имеется по установлению числовой связи между величинами ВЗ и МГ. Мы не будем давать полного обзора всей соответствующей литературы и ограничимся только важнейшими работами.

Весьма обстоятельным исследованием на данную тему мы обязаны Процерову и Карасеву (1939). Они сопоставили 960 пар определений ВЗ и МГ, определенных: первая методом вегетационных миниатюр, а вторая — над 10%-ной H_2SO_4 в вакууме. Из этих определений были вычислены отношения $\frac{ВЗ}{МГ}$. В табл. 128, заимствуемой из работы Процерова и Карасева, приводятся результаты их исследования.

Таблица 128

Отношение $\frac{ВЗ}{МГ}$ для различных почв

(по данным Процерова и Карасева)

Величина отношения, от—до	1,00—1,10	1,10—1,20	1,20—1,30	1,30—1,40	1,40—1,50	1,50—1,60	1,60—1,70	1,70—1,80	1,80—1,90	1,90—2,00	2,00—2,50	2,50—3,00	
Число случаев в % от общего их числа	1,5	3,8	13,1	25,2	19,6	13,3	9,6	4,8	3,5	3,2	1,6	0,8	Σ=100

Из этой таблицы мы видим, что интересующее нас отношение в общем колеблется в весьма широких пределах, хотя в большинстве случаев лежит в более узких пределах: 1,20—1,60. Из этих данных Процеров и Карасев делают вывод, что отношение 1,34, принятое как стандарт в Гидрометслужбе, заслуживает массового применения.

Вместе с тем те же авторы отмечают, что это отношение обнаруживает известную зависимость от типа почвы. Так, например, наиболее часто разные группы почв дают следующие величины данного отношения:

Оподзоленные суглинки	1,41—1,50 (36,7% случаев)
Серые лесные земли	1,21—1,30 (37,8% случаев)
Деградированные черноземы	1,21—1,50 (74,6% случаев с равномерным распределением)
Тучные и мощные черноземы	1,51—1,60 (26,2%) и 1,61—1,70 (21,5%)
Обыкновенные черноземы	1,31—1,40 (53,1%, наименьшее рассеяние)
Южные черноземы	1,51—1,60 (26,9%)
Каштановые почвы	1,51—1,80 (54,1%) и 1,81—2,00 (21,6%)

Интересную попытку определить влажность завядания в полевых условиях мы находим у Карасева (1940). Он констатировал, что в засушливое лето 1938 г. полевая влажность почвы под завядающими растениями

нередко падала до величин значительно более низких, нежели влажность завядания, определенная обычным методом. В табл. 129 приведены некоторые примеры.

Таблица 129

Соотношение между влажностью завядания и полевой влажностью

Глубина взятия образца в см	Овес		Клевер второго года		Липа	
	Влажность завядания в %	Полевая влажность в %	Влажность завядания в %	Полевая влажность в %	Влажность завядания в %	Полевая влажность в %
0—10	5,8	5,4	6,0	2,9	6,0	3,1
15—25	6,7	6,1	5,9	2,4	5,9	2,6
35—45	6,3	4,9	7,8	3,1	7,6	3,4
60—70	8,1	6,8	7,1	4,6	7,2	3,7
90—100	7,0	9,5	7,5	6,7	7,8	4,5
140—150	7,9	15,8	6,9	7,4	7,2	4,3
190—200	7,2	13,1	7,5	11,2	7,2	5,0

Несомненно, что в данном случае влажность верхних слоев почвы могла опускаться до весьма низких величин не под влиянием десугирующей деятельности корней, а в результате прямого физического испарения. Однако это не могло иметь место по отношению к глубоким горизонтам. Между тем мы видим, что под клевером второго года и под липой падение влажности до величин значительно более низких, нежели ВЗ, наблюдалось на глубине 100—200 см, т. е. на такой глубине, куда влияние физического испарения явно не могло распространяться. Поэтому данные этих наблюдений Карасева с несомненностью свидетельствуют о том, что растения могут использовать влагу и при влажностях значительно более низких, нежели ВЗ. Это служит лишним подтверждением того, что нижним пределом усвояемости влаги является не ВЗ, а величина, значительно меньшая и определяющаяся максимальным содержанием в почве прочно связанной воды.

Интересный опыт по сопоставлению величин ВЗ, полученных методом проростков и в полевых условиях, был проделан Большаковым (1951). Призма мощного чернозема (опыт проводился в Курской области, в Центральном черноземном заповеднике) размерами $2 \times 2 \times 2$ м была изолирована с боковых сторон промасленной бумагой. Сверху призма прикрывалась переносной крышей, которая ставилась, как только появлялась угроза выпадения дождя. Таким образом, пшеница, посеянная на поверхности этой черноземной призмы, могла пользоваться только той влагой, которая имелась в призме с самого начала опыта. По окончании вегетации в 1948 г. в призме было определено послойное распределение влаги. Зимой 1948/49 г. призма была защищена от доступа влаги крышей. Весной 1949 г. ее поверхность была увлажнена небольшим количеством воды, для того чтобы обеспечить прорастание вновь посеянной пшеницы. Эта пшеница, едва развившись, погибла, что указывает на отсутствие в почве доступной влаги. Снова была определена послойно влажность почвы. Результаты опыта представлены в табл. 130.

Из данных таблицы мы видим, что остаточная влажность осенью 1948 г. и в июле 1949 г. получилась одинаковой. В верхнем полуметре она лишь немногим превышает величину ВЗ, определенную методом проростков. Что же касается второго полуметра, то в нем остаточная влажность значительно выше, чем влажность ВЗ,— возможно, вследствие того, что корни пшеницы до этой глубины не доходили. Влажность 2-го метра,

Таблица 130

Остаточная влажность мощного чернозема после созревания пшеницы и величины ВЗ и МГ того же чернозема

(по данным Большакова, 1951)

Глубина взятия образца в см	МГ в %	ВЗ методом проростков в %	Остаточная влажность в %		НВ
			после снятия пшеницы 17.VIII 1948 г.	После гибели пшеницы 15. VII 1949 г.	
0—5	10,6	14,9	6,0	4,6	54,3
5—10			12,3	12,5	41,4
10—20	9,8	13,8	12,0	12,4	35,5
20—30	9,3	11,8	12,3	13,0	32,6
30—40	9,3	12,2	13,3	13,8	31,4
40—50	9,2	12,3	14,0	13,9	29,5
50—60	8,9	11,7	14,7	14,5	29,3
60—70	7,9	11,1	14,9	13,7	27,7
70—80	8,0	10,7	15,0	15,6	26,3
80—90	7,9	10,2	16,2	15,8	26,0
90—100	7,6	10,4	17,2	16,8	25,6
100—110	7,4	9,5	17,5	17,5	25,6
110—120	—	—	17,2	16,9	25,8
120—130	8,3	—	17,8	17,7	23,9
130—140	—	—	17,5	17,4	23,4
140—150	8,8	9,6	18,3	17,8	23,3
150—160	—	—	18,2	17,6	23,4
160—170	9,4	10,7	18,3	17,3	22,1
170—180	—	—	18,2	17,3	22,7
180—190	9,1	9,4	17,5	18,2	22,5
190—200	7,7	9,2	18,0	17,3	20,0

равная в 1949 г. в среднем 17,5%, есть, вероятно, влажность разрыва капилляров (ВРК). Она составляет около 75% от величины НВ.

Данные по сопоставлению МГ с остаточной влажностью в почве в последние стадии развития растений мы находим также у Уласевича (1948). Эти данные приводятся нами в табл. 131.

Уласевич подчеркивает, что отношение $\frac{\text{остаточная влажность}}{\text{максимальная гигроскопичность}}$ нигде не превышало 1,47, но даже «...при этой влажности растения развивались, плодоносили, причем растения, правда, имели угнетенный вид и сбрасывали листовой покров».

Близкое совпадение величин ВЗ, определенных методом проростков, и величин остаточной влажности в почве в полевых условиях после уборки растений было обнаружено и Разумовой. В ее работе (1950) приводятся следующие результаты наблюдений в Полтаве и Ростове-на-Дону (табл. 132).

Остаточная полевая влажность по наблюдениям в Полтаве оказалась в среднем лишь незначительно превышающей величину ВЗ, определенную методом вегетационных миниатюр. По наблюдениям же в Ростове в пределах верхних 60 см оба ряда цифр практически совпадают полностью и лишь глубже на полевом участке влажность оказалась значительно более высокой. Последнее без труда объясняется тем, что пшеница на этом участке завяла прежде, чем ее корни успели уйти за пределы 60-сантиметрового слоя.

Таблица 131

Максимальная гигроскопичность почв и остаточная влажность в них в последние стадии развития растений

(по данным Уласевича, 1948)

Почва	Горизонт и глубина в см	МГ в %	Остаточная влажность в % от веса почвы	Отношение остаточной влажности к МГ	Остаточная влажность в % от веса почвы	Отношение остаточной влажности к МГ
			Пшеница, 20.VII		Овес, 23.VII	
Глинистая темно-каштановая	A_1 0—25	10,0	8,5	0,85	11,3	0,88
	B_1 25—42	9,9	12,3	1,24	12,5	1,26
	B_2 42—66	9,5	11,5	1,21	11,7	1,23
	C_1 66—96	9,3	11,7	1,25	11,6	1,25
	C_2 96—113	9,1	13,4	1,47	11,6	1,26
			Широкорядная люцерна 22.VII		Подсолнечник 21.VII	
Глинистая каштановая	A 0—20	9,7	8,0	0,82	10,2	1,05
	B_1 20—25	9,5	11,0	1,16	12,3	1,29
	B_2 45—70	8,9	10,7	1,21	12,1	1,36
	C 70—105	9,0	10,6	1,18	11,8	1,32

Таблица 132

Остаточная влажность и величины ВЗ

(по данным Разумовой, 1950)

Глубина почвенного слоя в см	Полтава, серый лесной суглинок		Ростов н/Д, чернозем	
	ВЗ методом проростков	Остаточная влажность почвы в поле	ВЗ методом проростков	Остаточная влажность после увядания пшеницы на участке, защищенном от осадков (поле)
0—10	8,2	8,0	16,4	10,8
10—20	8,3	9,0	13,5	13,6
20—30	9,3	10,7	13,8	13,4
30—40	9,9	10,7	13,8	13,7
40—50	10,5	11,2	13,6	13,8
50—60	10,6	11,4	14,0	14,3
60—70	10,2	11,4	12,8	15,4
70—80	10,3	11,7	12,5	16,0
80—90	10,4	11,7	11,1	17,1
90—100	11,0	11,5	11,3	17,2

Отношение $\frac{\text{ВЗ}}{\text{МГ}}$ обладает значительной изменчивостью в пределах профиля даже одной и той же почвы. Обширный материал по этому вопросу мы находим в обобщающей работе Кочериной (1949). Часть этого материала мы приводим в табл. 133, дополняя его аналогичными данными, полученными другими авторами.

Таблица 133

Влажность завядания и максимальная гигроскопичность различных почв (по данным разных авторов)

Горизонт	Глубина взятия образца в см	ВЗ в %	МГ в %	ВЗ / МГ	Горизонт	Глубина взятия образца в см	ВЗ в %	МГ в %	ВЗ / МГ
Дерново-среднеподзолистая пахотная почва на покровном тяжелом иловато-крупнопылеватом суглинке (данные Васильева)					Мощный тучный чернозем на лессовидном тяжелом крупнопылевато-иловатом суглинке (данные Большакова, 1950)				
$A_п$	0—5	5,64	4,14	1,4	A_1	0—10	14,2	10,6	1,3
	5—10	5,75	4,03	1,4		10—20	13,1	9,8	1,3
	10—20	5,98	4,09	1,5		20—30	11,8	9,3	1,3
A_2B	20—25	5,78	4,33	1,3		30—40	12,2	9,3	1,3
	25—30	6,83	5,52	1,2		40—50	12,3	9,2	1,3
	30—40	9,49	7,06	1,3		50—60	11,7	8,9	1,3
	40—50	10,52	7,46	1,4		60—70	11,1	7,9	1,4
	50—60	10,01	8,15	1,2		70—80	10,7	8,0	1,3
B	60—70	10,53	8,04	1,3		80—90	10,2	7,9	1,3
	70—80	11,19	7,55	1,5		90—100	10,4	7,5	1,4
	80—90	12,25	8,55	1,4	$B_к$	100—110	9,5	7,4	1,3
	90—100	12,72	8,31	1,5		140—150	9,6	8,8	1,1
B(C)	110—120	13,20	8,26	1,6		160—170	10,7	9,4	1,1
C	130—140	13,55	8,60	1,6		180—190	9,4	9,1	1,0
	150—160	13,30	9,24	1,4		200—210	9,2	7,7	1,2
	170—180	13,25	8,84	1,5					
	190—200	13,23	9,39	1,4					
	210—220	13,21	9,77	1,3					
	230—240	13,76	9,71	1,4					
Дерново-среднеподзолистая лесная почва на покровном легком суглинке (данные Васильева, 1950)					Дерново-среднеподзолистая пахотная почва на покровном легком суглинке (данные Васильева, 1950)				
A_0	0—4	64,0	35,4	1,8	$A_1(+A_2)$	0—5	9,6	5,5	1,7
A_1	9—16	10,8	5,8	1,9	$A_1(+A_2)$	5—18	8,9	4,9	1,8
A_2	16—25	6,1	3,9	1,6	$A_2(+A_1)$	18—25	7,1	2,8	2,5
A_2B	35—45	6,8	4,4	1,5	A_2	30—40	5,2	2,4	2,2
Чернозем обыкновенный террасовый тяжелосуглинистый, иловато-крупнопылеватый (данные Кочериной, 1949)					Солонец корково-столбчатый тяжелосуглинистый, крупнопылевато-иловатый (данные Кочериной, 1949)				
$A_п$	0—4	12,5	10,1	1,2	A_0	0—4	7,9	6,0	1,3
	12—16	13,6	10,6	1,3	B_1	3—7	12,5	8,6	1,5
A_1	22—26	13,7	10,7	1,3	B_2	12—16	16,2	12,7	1,3
B_1	40—44	11,8	9,9	1,2	B_3	36—40	Растения не развились	12,1	—
B_2	60—64	10,2	8,4	1,2	C	60—64		9,4	—
B_3	90—94	8,5	6,8	1,3		100—104	4,5	3,1	1,5
C	120—124	8,5	7,0	1,2		150—154	3,5	2,4	1,5
	160—164	7,8	6,3	1,2		205—209	3,7	3,1	1,2
	200—204	8,5	6,8	1,3		254—258	3,7	3,0	1,2
	250—254	3,0	2,5	1,2		280—284	4,7	4,4	1,1

Таблица 133 (окончание)

Горизонт	Глубина взятия образца в см	ВЗ в %	МГ в %	$\frac{ВЗ}{МГ}$
Чернозем обыкновенный террасовый тяжелосуглинистый, иловато-крупнопылеватый (данные Кочериной, 1949)				
	300—304	2,8	2,2	1,3
	350—354	2,9	2,4	1,2
	400—404	6,8	5,4	1,3
	435—439	9,9	6,9	1,4
Серозем типичный суглинистый крупнопылеватый пахотный (данные Кочериной, 1949)				
$A_п$	0—4	7,3	4,8	1,5
	10—14	7,7	4,7	1,6
B_1	17—21	7,0	5,1	1,4
B_2	26—30	6,9	4,9	1,4
	36—40	6,8	4,8	1,4
	46—50	6,4	4,9	1,3
	66—70	7,4	5,3	1,4
	86—104	6,2	4,8	1,4
	140—144	6,1	4,8	1,3
	200—204	8,1	5,5	1,4
	250—254	5,2	3,9	1,3
	300—304	6,0	4,4	1,4
	350—354	3,8	2,9	1,3

В итоге рассмотрения всех работ, в которых изучалась величина отношения $\frac{ВЗ}{МГ}$, следует признать, что этот коэффициент у различных почв и в различных горизонтах одной и той же почвы различен. Поэтому следует согласиться с выводом Кочериной (1949) о том, что для разных типов почв следует пользоваться особыми коэффициентами для вычисления величины ВЗ по величинам МГ. Для более грубой ориентировки может служить коэффициент 1,34, применяемый в Агрометслужбе, или коэффициент 1,50, предлагаемый Качинским (1947).

Таким же ориентировочным методом получения приближенных величин ВЗ следует, повидимому, считать метод Андрианова (1938).

Интересное предложение, касающееся определения величины ВЗ по величине МГ, было сделано в недавнее время Францессоном (1947 и 1949). Как мы уже указывали в главе III, Францессон подтвердил своими опытами тот факт, что величина МГ зависит от того, каким образом высушивалась почва перед определением. При этом он установил, что с увеличением степени предварительного высушивания величина МГ уменьшается. В связи с этим Францессоном была сделана попытка сопоставить величины МГ, полученные с применением сырой почвы, с величинами ВЗ. МГ определялось как над 3%-ной, так и над 10%-ной H_2SO_4. Результаты этих определений приведены в табл. 134.

Из этих данных мы видим, что действительно величина МГ, определенная для сырой почвы над 3%-ной H_2SO_4, очень мало отличается от величин ВЗ, определяемых методом проростков, т. е. тем методом, кото-

Таблица 134

Максимальная гигроскопичность воздушно-сухой и сырой почвы над серной кислотой разной концентрации и влажность завядания

(по данным Франтессона, 1947)

Почва	Глубина взятия образца в см	Максимальная гигроскопичность			Влажность завядания
		воздушно-сухой почвы над 10%-ной H_2SO_4	сырой почвы		
			над 10%-ной H_2SO_4	над 3%-ной H_2SO_4	
Слабосолонцеватый глинистый чернозем	0—20	11,87	13,42	17,11	17,80
	20—30	13,66	16,68	21,29	20,49
Мощный чернозем средне-суглинистый	0—20	7,55	8,57	10,90	11,33
	20—30	7,47	9,00	10,91	11,20
Слабосолонцеватый глинистый чернозем	0—20	11,69	—	16,79	17,53
	20—30	13,15	—	19,86	19,72
	40—50	12,78	—	19,77	19,17
	55—65	11,75	—	18,46	17,62
Слабоосолоделый глинистый чернозем	5—20	11,79	—	16,19	17,68
	20—30	13,08	—	19,25	19,12
	40—50	12,31	—	18,47	18,46
	55—65	11,86	—	17,43	17,79

рый, согласно исследования Федоровского, дает наиболее высокие (в пределах периода развития растения) величины ВЗ. Поэтому метод Франтессона представляется, несомненно, весьма перспективным, хотя он и должен быть проверен на массовом материале.

Следует, наконец, упомянуть о методе определения величины ВЗ по кривым зависимости pF от влажности почвы. Ботельо да Коста (Botelho da Costa, 1938) на основании многочисленных определений величин ВЗ и кривых pF — влажность почвы, выполненных методом определения точки замерзания, установил, что величине ВЗ соответствует pF от 4,0 до 4,4, в среднем 4,2. На основании этого Ботельо да Коста рекомендует определять величину ВЗ по упомянутым кривым pF — влажность почвы. Применению этого метода препятствует присутствие в почве легкорастворимых солей в количестве, превышающем 500 частей на 1 000 000, т. е. 0,05%.

К этой рекомендации могут быть отнесены все возражения, которые мы сделали выше по поводу возможности определения водных свойств почвы по «стандартным» величинам pF.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Из сказанного в этой главе мы видим, что растения в процессе своей жизнедеятельности потребляют очень большое количество влаги, в сотни и тысячи раз превышающие вес их сухой массы. Поэтому влажность почвы оказывает весьма большое влияние на рост и развитие растений, а следовательно, и на величину урожая.

С этой точки зрения мы можем различать несколько категорий почвенной влажности и несколько разделяющих их переломных величин последней.

Некоторая часть почвенной влаги является совершенно неусвояемой для растений, составляя так называемый мертвый запас влаги в почве. Мертвый запас соответствует приблизительно максимальному содержанию прочно связанной воды в почве, т. е. величине МАВ, или лишь немного ее превышает.

Далее, мы можем различать категорию влаги весьма труднодоступной для растения. Пределы ее содержания в почве лежат между величинами МАВ и величиной влажности завядания — ВЗ. Эта последняя величина равна величине МГ при определении ее во влажной почве. В этом интервале влажности почвы растения обнаруживают отчетливые внешние признаки страдания от недостатка влаги.

Третья категория почвенной влаги — труднодоступная, которая заключена в пределах между величинами ВЗ и ВРК. В этом интервале влажности растения могут существовать, не обнаруживая никаких признаков страдания от недостатка влаги, но в то же время продуктивность растительного покрова остается на довольно низком уровне.

Четвертая категория влаги — влага среднедоступная. Ее содержанию отвечают пределы влажности от величины ВРК и до величины НВ. В этом интервале влага обладает значительной подвижностью и растения могут поэтому бесперебойно ею снабжаться. С переходом влажности через величину ВРК резко возрастает продуктивность растительного покрова, продолжая и далее, по мере приближения влажности к величине НВ увеличиваться.

Пятая категория — влага легкодоступная, переходящая в избыточную, отвечающая влажности в пределах от величины НВ до величины ПВ. Уже при влажности, равной НВ, влага обладает настолько большой подвижностью, что увеличение ее содержания сверх этой величины может лишь незначительно облегчить ее доступность для растений и тем самым повысить продуктивность растительного покрова. Наряду с этим, в этом интервале содержание влаги в почве может быть уже причиной затруднений в проникновении в почву кислорода воздуха, а следовательно, и причиной недостаточного снабжения кислородом дышащих корней. Поэтому влагу, содержащуюся в почве сверх величины НВ, можно считать избыточной.

Изменения в доступности почвенной влаги с уменьшением ее содержания только при очень низких степенях влажности, начиная от ВЗ или даже от МАВ и ниже, зависят от того, что влага удерживается в почве значительными силами. В интервале более высоких значений влажности трудная доступность влаги определяется главным образом ее малой подвижностью, с одной стороны, и относительно крупным поперечником корневых волосков, препятствующим их проникновению в более мелкие поры почвы, в которых и сохраняется усвояемая, но недоступная для растений влага.

В тех случаях, когда имеется возможность регулировать содержание влаги в почве, влажность последней должна поддерживаться на уровне между величинами ВРК и НВ, возможно ближе к последней величине.

Наиболее острыми периодами в жизни растений, когда они особенно резко реагируют на недостаточное снабжение водой, являются периоды образования репродуктивных органов.

Глава IX

ОБЗОР ФОРМ ПОЧВЕННОЙ ВЛАГИ

1. СУЩЕСТВУЮЩИЕ КЛАССИФИКАЦИИ ФОРМ ПОЧВЕННОЙ ВЛАГИ

Из всего изложенного в предыдущих главах мы видели, что влага, содержащаяся в почве, не однородна и что различные участки этой влаги, различные части водного тела обладают различными свойствами. Совершенно естественно поэтому, что у исследователей, занимавшихся вопросами почвенной гидрологии, появилось стремление к подразделению влаги, содержащейся в почве, на те или иные категории по тем или иным признакам, т. е., другими словами,— к классификации форм почвенной влаги.

Эта задача, на первый взгляд, быть может, и легкая, на самом деле таит в себе довольно большие трудности, которые проистекают от известной уже нам причины — от того, что влага в почве находится в неоднородном поровом пространстве. Вследствие этого различные категории влаги, находящейся в почве, представляют собой налагающиеся одна на другую пленки, иногда несплошные, сплетающиеся в причудливую пространственную сетку, в петлях которой, так сказать, могут находиться, часто не связанные одно с другим, мельчайшие скопления влаги других категорий. Мы же, изучая влажность почвы и свойства почвенной влаги, оперируем не с конкретными, однородными по своим свойствам количествами влаги, а со средними статистическими величинами, каковы средняя влажность почвы, средняя сосущая сила последней и т. д.

Располагая лишь такими средними величинами, мы при классификации форм почвенной влаги принуждены искать такие интервалы значений этих величин, в которых поведение влаги воспринимается нами как однородное.

На самом деле, конечно, ни в одном интервале влажности почвенная влага не является однородной по своим свойствам. Мы можем выделять лишь такие интервалы влажности, в пределах которых только некоторая часть влаги — обычно наиболее свободная, т. е. та порция влаги, которая, так сказать, воспринята почвой в последнюю очередь и удерживается наименьшими силами,— представляется нам однородной, т. е. обладающей одинаковыми свойствами.

Поясним сказанное примером. Если влажность почвы лежит, скажем, в интервале величин НВ и ПВ, то мы говорим, что в почве имеется свободная гравитационная влага. Однако к этой категории будет относиться не

вся содержащаяся в почве влага, а лишь некоторая часть, общее количество которой может быть приближенно оценено как разность между влажностью почвы и величиной НВ. Это количество будет представлено в почве не сплошной массой, а в виде большого числа отдельных струек, капель, обрывков толстых пленок, сползающих по поверхности частиц и т. д. Наряду с этим в почве будут содержаться и другие категории влаги, как, например, прочно связанная, рыхло связанная, пленочно подвешенная и пр.

Поэтому, говоря, что в почве при влажности, лежащей между величинами НВ и ПВ, содержится гравитационная влага, мы подразумеваем одновременное присутствие в почве и других категорий влаги — обычно обладающих меньшей подвижностью. Выделяя различные категории почвенной влаги, характеризующиеся одинаковым «поведением», мы под словом «поведение» понимаем в первую очередь п о д в и ж н о с т ь почвенной влаги, т. е. форму и скорость ее передвижения, являющиеся важнейшим проявлением сил, под влиянием которых находится почвенная влага.

При этом граничные значения интервалов влажности и сосущей силы, при переходе через которые преобладающая роль переходит от сил одной природы к силам другой природы, — о чем мы судим по изменению подвижности,— мы выделяем в качестве так называемых «почвенно-гидрологических констант».

Таким образом, «почвенно-гидрологическими константами» мы считаем такие точки на шкале влажности почвы, при которых количественные изменения в подвижности влаги и других сопряженных свойствах переходят в к а ч е с т в е н н ы е отличия.

Такое применение подвижности почвенной влаги в качестве критерия для выделения отдельных ее форм можно найти почти у всех исследователей, занимавшихся вопросами классификации почвенной влаги. Однако ясную и отчетливую формулировку этого, вполне правильного, принципа мы впервые находим у Долгова (1946), классификация форм почвенной влаги которого целиком построена на этом принципе.

Эта классификация представляется нам хотя и не вполне лишенной недостатков, но все же наиболее удачной из всех когда-либо предложенных классификаций. Мы рассмотрим ее ниже, а сейчас остановимся на классификациях более ранних.

Все эти классификации имеют довольно много общего, поскольку они опираются на особенности поведения влаги в зависимости от сочетания сил четырех категорий: адсорбционных, сорбционных, капиллярных и силы тяжести.

Одной из наиболее ранних классификаций является классификация, предложенная Лебедевым (1919).

Она имеет следующий вид:

I. В о д а в ф о р м е п а р а. Движется из мест с большей упругостью пара в места с меньшей упругостью.

II. В о д а г и г р о с к о п и ч е с к а я. Вода в этом состоянии представляет водяной пар, адсорбированный частицами породы. Наибольшее количество такой влаги соответствует максимальной гигроскопичности.

III. В о д а п л е н о ч н а я. Удерживается молекулярными силами сцепления между частицами почвы и молекулами воды. Удерживается почвой с большой силой и не может быть удалена из почвы центрифугированием при ускорении, равном 70 000 *g*. Передвигается как жидкость от более толстых пленок к более тонким. Передвижение совершается очень медленно. Сила тяжести в передвижении этой влаги участия не принимает. Наибольшее количество такой влаги, которое может содержаться в почве, соответствует максимальной молекулярной влагоемкости, кото-

рая «...близка к так называемому коэффициенту завядания» (Лебедев, 1936, стр. 260).

IV. Вода гравитационная. Передвигается под влиянием силы тяжести.

а) Капиллярная вода. Заполняет капилляры пустот в породе, поднимаясь от грунтовой воды.

б) Подвешенная вода. Не имеет непосредственной связи с грунтовой водой и как бы подвешена в почве или в грунте. Этот случай аналогичен тому, когда вода находится в капилляре, нижний конец которого не опущен в воду.

в) Гравитационная вода — находящаяся в состоянии падения.

V. Вода в твердом состоянии.

VI. Кристаллизационная вода.

VII. Химически связанная вода.

Эта классификация в целом является весьма удачной, и те классификации, которые были предложены позднее, по существу, являются лишь ее развитием, хотя отдельные категории влаги в этих классификациях и носят иные наименования. Недостатки этой классификации заключаются в следующем.

Во-первых, резких границ между разными категориями влаги, как это думал Лебедев, не существует. Мы знаем, например, что задолго до достижения почвой максимальной гигроскопичности в ней начинает появляться капиллярно конденсированная влага, которая является чаще всего рыхло связанной. «Капиллярная» вода может присутствовать в почве и в интервале влажности от максимальной гигроскопичности до максимальной молекулярной влагоемкости, т. е. в составе «пленочной» влаги, хотя бы в форме пленочно подвешенной. Мы говорили уже выше о том, что максимальная молекулярная влагоемкость, определяемая методами, рекомендуемыми Лебедевым, никак не может равняться влажности завядания. Нельзя противополагать также «капиллярную» воду воде «подвешенной», так как и подвешенная вода нередко бывает капиллярной.

Весьма простая классификация была предложена Буйюкосом (Bouyoucos, 1921). Она основана главным образом на отношении влаги к замораживанию и имеет следующие подразделения:

1. Вода гравитационная.
2. Вода свободная — замерзает при температуре около 0°.
3. Вода несвободная:
   а) капиллярно поглощенная — замерзает при температуре —4° и —78°;
   б) связанная (вода твердых растворов и гидратационная вода) — не замерзает вплоть до —78°.

Классификация эта очень несовершенна. Во-первых, нам известно, что бóльшая часть воды, находящейся в почве, замерзает постепенно. Поэтому граничная температура, равная —4°[1], является чисто условной. Во-вторых, температура замерзания воды зависит не только от взаимоотношений между почвой и водой, но и от концентрации растворенных в ней веществ, которая может меняться во времени. В-третьих, «вода капиллярно поглощенная» представляет собой чрезмерно обобщенную категорию, в которой объединено несколько форм воды.

Конкретные данные, приводимые Буйюкосом в его работе для целой серии почв, представлены, к сожалению, в процентах от количества прибавленной влаги, а не в процентах от веса почвы, вследствие чего интерпретация этих данных невозможна.

[1] По данным Буйюкоса, при охлаждении от —4 до —78° дополнительно замерзает лишь ничтожное количество воды.

Довольно подробное подразделение форм воды мы находим у Цункера (Zunker, 1930). Оно выглядит следующим образом:

А. Гигроскопическая вода.

Б. Капиллярная вода.

В. Закрепленная вода:

1) пленочная вода и вода углов пор (стыковая);

2) капиллярная закрепленная вода:

а) подвешенная;

б) насаженная (капиллярно подвешенная Лебедева).

Г. Грунтовая вода.

Д. Просачивающаяся вода:

1) просачивающаяся вода, связанная с грунтовой (т. е. вода капиллярной каймы);

2) капиллярная просачивающаяся вода (еще не достигшая верхней границы капиллярной каймы).

Е. Парообразная вода.

Не трудно видеть, что это подразделение не основано ни на каком определенном принципе и представляет собой скорее перечисление различных случаев нахождения влаги в почве. Поэтому на его рассмотрении задерживаться мы не будем.

Краткая «схема разделения почвенной влаги» была предложена Андриановым (1938). Она выглядит следующим образом:

1. Вода свободная, удерживается силой менее 980 дин.

2. Вода несвободная:

а) капиллярная $\geqslant$ 980 дин $>$ 70 000 дин;

б) аггрегатообразования;

в) пленочная 70 000 дин;

г) завядания;

д) гигроскопическая $\geqslant$ 330 000 дин.

Мы привели это подразделение в том виде, в каком оно было опубликовано. Видимо, в нем имеются опечатки. Следует, очевидно, понимать, что капиллярная влага удерживается силой от 980 до 70 000 дин, а пленочная, а также влага завядания — от 70 000 до 330 000 дин. Остается не совсем понятным определение свободной воды, ибо 980 дин в этом случае относятся, очевидно, к определенному количеству влаги, равному 1 г. В таком случае верхней границей гигроскопической влаги, которая остается в почве при помещении последней в силовое поле центрифуги, развивающей ускорение, равное 330 000 g, должно быть не 330 000 дин, а $330\,000 \times 980 = 324 \times 10^6$ дин. Вызывает сомнение также утверждение, что влажность завядания удерживается силой, превышающей 70 000 дин, в то время как «осмотическое давление клеточного сока большинства растений не превышает 10 000 — 15 000 дин ...», из чего автор делает вывод, что растения получают влагу не только вследствие различий в осмотическом давлении, но и, повидимому, при помощи сил адсорбции.

Вместе с тем самый принцип характеристики различных категорий почвенной влаги величиной сил, которыми влага удерживается почвой, представляет несомненный интерес.

Ряд соображений по вопросу о подразделении почвенной влаги на различные формы мы находим в работе Качинского (1947). В этой работе имеется раздел третий, который называется «О некоторых формах воды в почве и водных ее свойствах, рекомендуемых нами для агрономической характеристики почвы». Это название свидетельствует о том, что автор не ставил своей задачей рассмотреть вопрос о классификации форм почвенной влаги во всей его широте. С этой оговоркой познакомимся с предложениями Качинского.

Он выделяет следующие «категории воды и влажности почвы»:

а) Вода гигроскопическая, характеризующая влажность воздушно-сухой почвы.

б) Вода сорбции, или максимально гигроскопическая, связываемая почвой в силу адсорбции и капиллярной конденсации из атмосферы, насыщенной парами воды, за исключением воды капиллярной конденсации; соответствует воде прочно связанной.

в) Коэффициент завядания растений. В среднем Качинский считает его равным 1,5 МГ. Во влагу при коэффициенте завядания входит прочно связанная и рыхло связанная вода. Этой влажности приблизительно соответствует «лентокапиллярная» точка в увлажнении почвы, понятие о которой было введено Видтсо и Маклафлин (Widtsoe and McLaughlin, 1912).

г) Вода осмотическая, внутриклеточная, с которой, по указанию Качинского, «...приходится считаться на почвах с оторфелым верхним слоем, с высоким содержанием грубого гумуса из недоразложившихся органических остатков... Вода «осмотическая» — внутриклеточная — неусвояемая для растений, а потому повышает мертвый запас воды в почве и коэффициент завядания растений».

д) Водоудерживающая способность почвы (или «влагоемкость общая») при подаче воды сверху, когда грунтовая вода стоит глубоко, и при подаче воды снизу, когда уровень воды высок.

е) Водовместимость почвы, которая по объему равна общей пористости почвы при данном ее состоянии.

ж) Влажность почвы абсолютная.

з) Влажность относительная, характеризующая степень насыщенности почвы водой и представляющая собою отношение абсолютной влажности к «влагоемкости общей», выраженное в процентах.

Таким образом, в этот перечень входят как различные формы влаги, так и водные константы почвы и способы выражения влажности.

Не предъявляя, в соответствии со сделанной выше оговоркой, к этому перечню тех требований, которые могли бы быть сделаны с точки зрения неполноты охвата им всех форм влаги, мы ограничимся лишь отдельными замечаниями.

Прежде всего вызывает возражения утверждение Качинского, что «...сумма прочно связанной и рыхло связанной воды граничит с коэффициентом завядания...» (стр. 340), на основании чего Качинский предлагает вычислять содержание «подлинно капиллярной воды» по разности между влагоемкостью общей и коэффициентом завядания (стр. 341). Мы видели в главе IV, что минимальное содержание рыхло связанной воды может превышать величину МГ в 2—4 и более раз, в то время как коэффициент завядания в среднем равен лишь 1,5 МГ. Таким образом, Качинский здесь впадает в ту же ошибку, что и Долгов (см. ниже), проводя границу между свободной («подлинно капиллярной») влагой и связанной влагой слишком низко. Существование «критической влажности» в понимании Литвинова, значительно превышающей величину МГ, также является косвенным доводом против проведения границы рыхло связанной воды на таком низком уровне.

Второе замечание касается воды «внутриклеточной». Мы уже говорили о том, что выделение этой воды в качестве особой категории воды, удерживаемой механически, можно считать вполне целесообразным, однако называть ее водой «осмотически связанной» не следует потому, что осмотические явления в ее удержании не участвуют, а также потому, что водой осмотически связанной принято называть совершенно иную категорию воды.

Точно так же мы говорили уже о том, что, с нашей точки зрения, нецелесообразно вводить новый термин «влагоемкость общая» при наличии очень удачного старого термина «водоудерживающая способность», синонимом которой является первый термин.

Нельзя согласиться с предложением выражать относительную влажность в процентах от «влагоемкости общей», особенно имея в виду характеризовать «степень насыщенности почвы водою» (Качинский, 1947, стр. 341). Такой прием вполне законен только до тех пор, пока влагоемкость общая представляет собой наименьшую влагоемкость в нашем понимании, т. е. при отсутствии подпора со стороны грунтовых вод. При близком же их залегании сама величина «влагоемкости общей» делается переменной, вследствие чего она не может служить критерием для определения степени насыщенности почвы.

Далее Качинский в своей работе выдвигает интересное новое предложение о подразделении на различные категории порозности почвы. Он прежде всего подразделяет порозность на внутриаггрегатную и межаггрегатную, давая одновременно методы их определения. С другой стороны, он выделяет поры, занятые:

а) прочно связанной водой,
б) рыхло связанной водой,
в) капиллярной водой,
г) воздухом.

При этом объем пор различных категорий характеризуется объемом соответствующих категорий влаги, с учетом ее плотности, каковую для рыхло связанной воды Качинский принимает равной 1,25, а для прочно связанной — 1,50.

Это предложение нельзя не признать очень удачным. Единственное замечание,которое можно сделать по этому предложению,заключается в том, что объем пор, занятых рыхло связанной водой, может изменяться в зависимости от изменения концентрации почвенного раствора: чем она выше, тем этот объем меньше, а объем «капиллярной воды» соответственно больше. Поэтому объемы пор этих двух категорий в общем случае представляют собою величины переменные.

Переходим к рассмотрению классификации Долгова, которая в графической форме представлена на рис. 97.

Эта схема, как можно видеть, объединяет в себе целый ряд данных: «почвенно-гидрологические константы», отнесенные графически к величине общей порозности, характеристику природы сил, преобладающих в определении подвижности почвенной влаги в том или ином интервале влажности, качественную характеристику самой этой подвижности и, наконец, качественную характеристику доступности влаги для растений в разных интервалах влажности.

В основе подразделения, предложенного Долговым, лежит, как мы уже говорили выше, подвижность почвенной влаги, причем в качестве границ между разными категориями влаги Долгов берет величины влажности почвы, при которых наблюдается резкое изменение в скорости или в форме передвижения влаги. Эти величины и являются «почвенно-гидрологическими константами».

Мы применяли этот последний термин до сих пор в кавычках по следующим причинам. Слово «константа», т. е. «постоянная величина» перешло в почвоведение из физики. Физическими константами являются такие величины, как, например, удельный вес, удельное сопротивление, теплоемкость и т. д. Все эти величины характеризуются тем, что они могут быть без труда воспроизведены, что, в свою очередь, зависит от полной практической воспроизводимости образцов данного вещества и условий определения констант. Если мы знаем, например, что плотность железа

равна 7,86, то это значит, что, взяв любой кусок чистого железа, мы, при соблюдении определенных условий опыта (температура и пр.), найдем, что его плотность равна указанной величине.

В ином положении находится почва. Будучи сложной биокосной системой, содержащей в себе коллоидальные вещества и живые организмы. почва обладает значительной изменчивостью. Вследствие этого изменчивы и те величины, которые характеризуют собою те или иные свойства почвы. Эти величины зависят прежде всего от истории того образца почвы, на котором мы их определяем, и поэтому не являются вполне воспроизводимыми. Свойства почвы изменчивы и во времени, и в пространстве, и мы можем находить лишь некоторые пределы —более широкие или более узкие, в которых колеблются величины, характеризующие то или иное свойство. Напомним в качестве примера максимальную гигроскопичность. Условия определения этой величины воспроизвести не трудно, но сама величина МГ, определяемая в одних и тех же условиях,оказывается изменчивой, и мы можем устанавливать лишь пределы этой изменчивости. В лучшем случае—и то не всегда — мы можем говорить о константности той или иной величины применительно лишь к данному образцу почвы, но не к данной почве вообще,ибо образцы последней принципиально не воспроизводимы.

Другая причина, по которой почвенно-гидрологические «константы» приходится считать условными, лежит в самой сущности этих величин. Очень важной величиной является, например, наименьшая влагоемкость. Но мы знаем, что влага, содержащаяся в почве при влажности, равной НВ, находится не в равновесном, а лишь в квази-равновесном, т. е. медленно подвижном состоянии. В связи с этим величина НВ будет зависеть от того, через сколько дней после залива площадки мы будем ее определять.

В силу этих двух причин — значительной изменчивости почвы во времени и в пространстве и не полной равновесности влаги при влажности, отвечающей различным почвенно-гидрологическим «константам», их нельзя считать вполне тождественными физическим константам, а приходится рассматривать как в той или иной мере условные величины.

Однако понятие о почвенно-гидрологических «константах» можно трактовать и с иной стороны. Мы уже указывали выше, что подразделение почвенной влаги на различные категории должно производиться преимущественно по признаку изменения подвижности этой влаги. С этой точки зрения «почвенно-гидрологические константы» представляют собой те переломные величины влажности, при переходе через которые подвижность влаги более или менее резко меняется. При этом необходимо только учитывать тот факт, что перелом, скачок в подвижности характеризуется обычно не какой-либо определенной величиной влажности, а некоторым более или менее узким интервалом ее величин.

Учитывая все эти разъяснения, мы и будем пользоваться впредь выражением «почвенно-гидрологические константы», применяя его уже без кавычек.

Вернемся к рассмотрению классификации Долгова.

Долгов различает три формы почвенной воды (1948а, стр. 188):

«I. Сорбированная вода (или связанная, гидратационная, пленочная). Она движется и удерживается почвой под преимущественным влиянием сорбционных сил, т. е. сил непосредственного взаимодействия молекул воды с поверхностью почвенных частиц и с сорбированными ионами.

II. Свободная вода (или жидкая, капиллярно-гравитационная). Она движется и удерживается в почве под преимущественным влиянием гравитационных или капиллярных (менисковых) сил, в зависимости от степени заполненности почвенных пор водой.

III. Парообразная вода (водяной пар). Она движется в порах почвы, не заполненных жидкой водой, или диффузно (под преимущественным

влиянием различий в упругости водяных паров в различных частях пор), или с потоком воздуха».

Границу между сорбированной и свободной водой, как это можно видеть из рис. 97, Долгов проводит примерно в середине интервала между максимальной гигроскопичностью и гидроадсорбционной способностью почвы.

Долгов говорит, что связанная вода может быть поделена на две категории:

1) вода прочно связанная,
2) вода рыхло связанная.

Для свободной воды Долгов различает несколько состояний:

1) капиллярно разобщенное (стыковое),
2) капиллярно подвижное (четочное),
3) капиллярно легкоподвижное (капиллярное),
4) просачивающееся,
5) грунтовый поток.

Рассматривая основное подразделение влаги на связанную и свободную, необходимо отметить, что граница между этими двумя формами не резкая. Сам Долгов, говоря о рыхло связанной воде, поясняет, что поскольку верхние ее слои удерживаются весьма незначительными сорбционными давлениями, а капиллярные давления, развивающиеся при соответствующих степенях увлажнения, оказываются значительно превышающими их,— постольку граница преимущественного действия капиллярных и сорбционных сил может сильно перемещаться по мере иссушения почвы.

Таким образом,если переход между прочно связанной и рыхло связанной водой достаточно резкий, то переход между рыхло связанной водой и свободной водой, т. е. между связанной водой в целом и свободной водой,— постепенный, причем область перехода, как то явствует из только что упомянутых слов Долгова и некоторых экспериментальных данных, приводившихся выше, обладает способностью смещаться в ту или иную сторону в зависимости от различных условий. Мы знаем, что по мере потери почвой аггрегатности содержание рыхло связанной воды может возрастать чрезвычайно значительно. Кроме того, свободная влага может, по нашему предположению, находиться в почве в виде отдельных микроскоплений,разобщенных одно от другого перемычками или пробками рыхло связанной воды.

Таким образом, резкой границы между связанной и свободной водой не существует.

Говоря о состояниях свободной воды, мы видим, во-первых, что их выделение основано на концепции Верлюи (Versluys, 1917), совершенно игнорирующей сорбционные явления, о механистичности которой мы уже говорили выше. Во-вторых, предлагаемое подразделение представляется нам несколько нелогичным. Наименование первого, второго и третьего состояний характеризует собою лишь с п о с о б н о с т ь данной категории влаги к передвижению, ничего не говоря о том, находится ли эта влага в движении на самом деле или нет. В то же время наименование четвертого и пятого состояний, наоборот, говорят о существующем движении влаги соответствующей категории. Между тем и при полном насыщении почвы влагой последняя может находиться в неподвижном состоянии — при условии отсутствия уклона и наличия подстилающего водонепроницаемого слоя. Поэтому и в этом случае состояние влаги следует характеризовать по ее способности к передвижению.

Переходим теперь к рассмотрению графической схемы Долгова (рис. 97).

На левой стороне схемы мы находим почвенно-гидрологические константы, которых Долгов устанавливает девять:

А. Основные:
1) гидроадсорбционная способность почвы,
2) влажность постоянного завядания,
3) наименьшая влагоемкость,
4) полная влагоемкость.

Б. Подвижные:
5) гидросорбционная способность,
6) влажность временного завядания,
7) капиллярная влагоемкость.

В. Условные:
8) максимальная гигроскопичность,
9) максимальная молекулярная влагоемкость.

Оценивая эти константы с точки зрения сказанного выше, следует прежде всего отметить, что вторая группа — «подвижные константы» — вообще должна быть исключена из числа констант, ибо в самом выражении «подвижные константы» скрыто внутреннее противоречие. В переводе на русский язык «подвижные константы» звучит как «переменные постоянные величины», что, очевидно, является нелепостью. Поясним при этом, что и капиллярную влагоемкость и гидросорбционную способность почвы мы считаем весьма полезными характеристиками, но константами их называть нельзя.

Что касается влажности временного завядания, которая находится в этой же группе, то ее можно скорее отнести к числу условных констант.

Обращаясь теперь к первой и третьей группам — «основных» и «условных» констант, необходимо прежде всего отметить, что в том смысле, в каком мы говорили об этом выше, все эти константы являются условными.

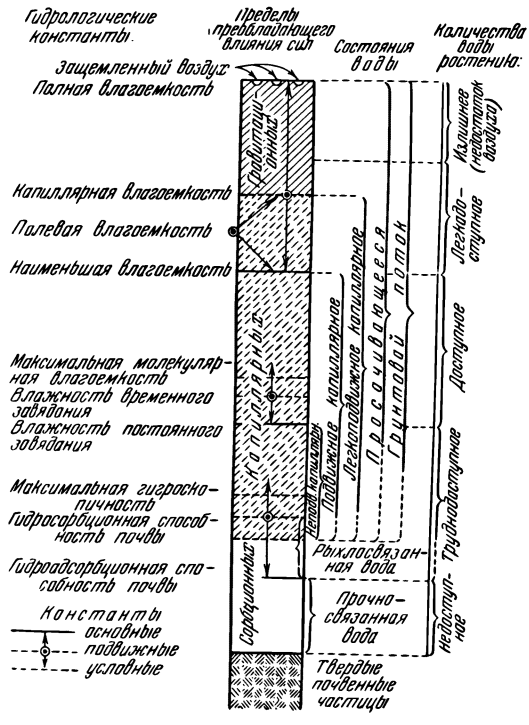


Рис. 97. Подразделение форм почвенной влаги (по Долгову).

Впрочем, Долгов, подразделяя эти константы на основные и условные, имел в виду, очевидно, иное. Он хотел подчеркнуть тот факт, что первые четыре константы являются как бы естественными, отвечающими определенным переломным точкам в свойствах почвенной влаги, в то время как последние две отвечают чисто искусственным приемам. Такое подразделение нельзя не признать вполне законным и правильным, с той только оговоркой, что из последних двух констант максимальная гигроскопичность может быть сочтена «почти естественной», поскольку ее определение производится при почти полном насыщении воздуха парами воды, т. е. вблизи от естественной переломной точки в условиях увлажнения. Максимальная молекулярная влагоемкость, несомненно, является харак-

теристикой в полной мере искусственной, и мы не видим оснований к тому, чтобы вообще оставлять ее в числе констант.

Наконец, в классификацию Долгова следует ввести еще одну существенную величину, которая, по его терминологии, должна быть отнесена к группе «основных» констант. Мы имеем в виду влажность разрыва капилляров, представляющую собою важную переломную точку, при которой резко уменьшается подвижность пленочно подвешенной влаги.

Таким образом, почвенно-гидрологических констант, которые все являются более или менее условными (в нашем смысле этого слова), остается всего шесть:

1. Гидроадсорбционная способность почвы.
2. Максимальная гигроскопичность.
3. Влажность постоянного завядания.
4. Влажность разрыва капилляров.
5. Наименьшая влагоемкость.
6. Полная влагоемкость, или водовместимость.

Кроме этих констант, существенное значение может иметь определение капиллярной влагоемкости и гидросорбционной способности почв. Однако эти величины не являются константами и, определяя их, мы задаемся получением соответствующих кривых зависимости: гидросорбционной способности от концентрации раствора, а капиллярной влагоемкости — от высоты слоя почвы над уровнем грунтовой воды.

Возвращаясь к схеме Долгова, следует еще отметить не вполне обоснованное положение «подвижной константы»— гидросорбционной способности почвы. Ее нижним пределом на схеме (рис. 97) является гидроадсорбционная способность, а верхний лишь незначительно превышает максимальную гигроскопичность. Между тем, по собственным исследованиям Долгова (1948а, стр. 166), «...количество связанной воды всегда превышает величину максимальной гигроскопичности в 1,5—2 и даже более раз». Поэтому верхнюю границу этой величины следует проводить значительно выше, чем это сделано у Долгова,— между наименьшей влагоемкостью и влажностью постоянного завядания. Соответственно должен расшириться и интервал «рыхло связанной» воды.

Далее, необходимо остановиться на вопросе о «состояниях» воды, которые изображены на рис. 97 справа от колонки.

Здесь нашла свое отражение мысль Долгова, которую он излагает следующим образом (1948а, стр. 194): «...при обогащении почвы водой, а также при обезвоживании ее свободная почвенная вода, переходя через определенные ступени оводнения почвы, в с я или п о ч т и в с я[1] меняет свое состояние, характер своего поведения и переходит из капиллярного состояния в просачивающееся, или наоборот и т. д.». Поэтому фигурные скобки, относящиеся ко всем состояниям влаги, кроме неподвижного капиллярного, доведены до границы, проходящей между величинами гидроадсорбционной и гидросорбционной способностей почвы. При этом, однако, нижние концы этих скобок проведены пунктиром, причем остается неясным — какой величине соответствует начало пунктира. Иными словами, и для автора осталось, очевидно, неясным — какая часть воды остается неподвижной во всех случаях, т. е. даже при самых высоких степенях оводнения. В тексте мы также не находим разъяснения этой неясности. Нужно, впрочем, признать, что прямых данных для решения этого вопроса в литературе, повидимому, не имеется. Долгов, высказывая суждение о том, что в подвижное состояние приходит почти вся влага, основывается на большой подвижности солей при промывках засоленных почв. Однако против этого доказательства можно сделать следующее воз-

[1] Разрядка наша.— *А. Р.*

ражение. В засоленных почвах, при более или менее значительном количестве солей, рыхло связанной воды вообще содержится мало вследствие высокой концентрации раствора. Поэтому если вывод Долгова и справедлив в отношении засоленных почв, то это еще не значит, что его можно распространять и на почвы незасоленные.

Приведем для иллюстрации результаты одного из опытов Абрамовой. Опыт заключался в следующем. Метровая колонна легкого пылеватого суглинка была увлажнена таким количеством воды, которое требуется для промачивания примерно 35 см толщи колонны. После 20-дневного выстаивания колонны в условиях, исключающих возможность потери влаги на испарение, на верхнюю поверхность колонны был подан 0,01 н. раствор хлористого кальция в таком же количестве, в каком первоначально была подана вода. После еще 20-дневного выстаивания колонны в условиях, исключающих возможность испарения влаги, колонна была разобрана и в ней послойно были определены влажность и содержание и концентрация хлора. Результаты опыта изображены на рис. 98.

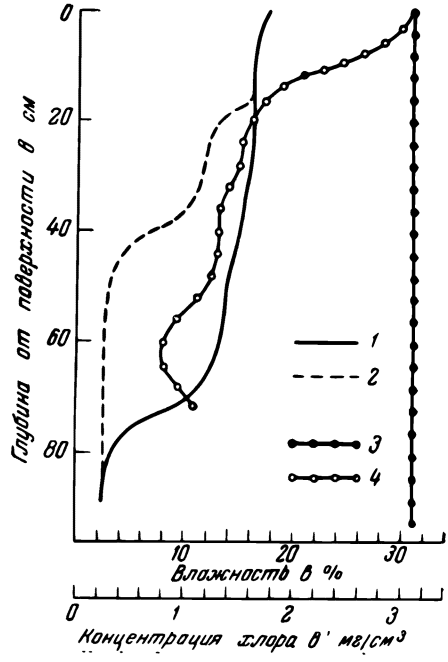


Рис. 98. Вытеснение чистой воды из колонны легкого суглинка раствором хлористого кальция (по данным Абрамовой)

1 — распределение воды в конце; *2* — распределение воды в начале; *3* — концентрация хлора в растворе; *4* — концентрация хлора в почве.

Рассматривая этот рисунок, мы видим следующее. Если бы передвижение влаги шло так, как это представляет себе Долгов, то прилитый раствор хлористого кальция должен был бы привести в подвижное состояние и вытеснить содержавшуюся первоначально в колонне чистую воду до глубины около 35 см. Мы должны были бы в этом случае получить в верхнем 35-сантиметровом отрезке колонны концентрацию хлора, близкую к той, которая была в прилитом растворе (3,1 мг хлора в 1 см³), а в нижнем 35-сантиметровом отрезке — концентрацию, близкую к нулю, с достаточно резко выраженной переходной зоной между ними.

На самом деле, как это можно видеть из рис. 98, картина получилась иная. Исходную концентрацию хлора, равную 3,1 мг в 1 см³, мы находим лишь в самом верхнем отрезке колонны, высотою около 5 см. Далее вниз концентрация постепенно падает, но далеко не достигает нуля, даже у нижней границы всей промоченной толщи (около 70 см). Это свидетельствует о том, что, вопреки мнению Долгова, прилитый сверху раствор хлористого кальция отнюдь не привел в движение всю массу свободной влаги, содержавшейся первоначально в верхней 35-сантиметровой части колонны. Значительная часть этой влаги задержалась на своем первоначальном месте, что и выразилось в разбавлении раствора и понижении его концентрации. В нижней части первоначально промоченного отрезка колонны (глубина от 15 до 35 см) средняя концентрация хлора оказалась равной 1,5 мг на 1 см³, т. е. раствор хлористого кальция разбавился примерно вдвое. Это говорит о том, что по окончании опыта приблизительно половина воды, первоначально содержавшейся в этом отрезке колонны, осталась на своем месте, т. е. осталась неподвижной.

При этом мы не должны упускать из вида того, что внедрение иона хлора в этот слой почвенной колонны могло идти не только путем механического вытеснения первоначально содержащейся влаги, но и путем диффузного его проникновения в микроучастки неподвижной первоначально содержавшейся воды. Поэтому приведенный выше расчет дает нам минимальное количество задержавшейся на месте первоначальной воды, которое на самом деле было, вероятно, больше.

Интересные данные по этому же вопросу мы находим у Спенглер (1950), которая изучала процесс вымывания солей из почвы путем постановки лабораторных опытов. Колонна почвы высотой 10 см и диаметром 50 мм промывалась последовательно порциями воды, равными предельной влагоемкости указанной колонны почвы. Первоначальное содержание солей в почве равнялось 2,37% (сухой остаток) при 0,28% иона хлора. Результат опыта приведен в табл. 135, которую мы заимствует из указанной работы Спенглер.

Таблица 135

Ход вымывания солей из засоленной почвы при последовательном ее промывании

(по данным Спенглер, 1950)

Количество промывной воды, выраженное в величинах предельной влагоемкости почвенной колонны	Концентрация в г/л в промывной воде	
	сухой остаток	хлор
2,0	65,34	10,38
3,0	35,06	5,11
4,0	26,12	3,46
5,0	16,06	2,02
6,0	12,70	1,51
9,6	8,58	0,96
14,3	6,81	0,75

Из этих данных мы видим, что после 3—4-кратной смены почвенного раствора в почве еще остается значительное количество солей, а некоторое их количество остается даже после 14-кратной смены раствора.

Нужно, наконец, учитывать, что в почвах незасоленных содержание рыхло связанной воды, определяемое по методу Думанского, т. е. в присутствии большого избытка воды, оказывается довольно значительным, ибо метод вычисления дает нам лишь минимальную величину этого содержания. Переход рыхло связанной воды в подвижное состояние при возникновении в почве потока влаги будет, очевидно, всецело зависеть от скорости этого последнего. Чем она будет больше, тем большее количество рыхло связанной воды перейдет в подвижное состояние, так как с увеличением скорости будут вовлекаться в движение слои рыхло связанной воды, все ближе и ближе лежащие к поверхности частиц, т. е. удерживаемые все более и более значительными силами, все менее и менее рыхло связанные.

Таким образом, утверждение Долгова о том, что по мере оводнения почвы в подвижное состояние переходит вся или почти вся свободная влага, представляется нам по меньшей мере не вполне точным и недостаточно доказанным.

По тем же соображениям мы не можем согласиться и с проведением границы между свободной и связанной влагой в интервале между макси-

мальной гигроскопичностью и гидроадсорбционной способностью почвы. Эта граница даже в засоленных почвах должна проходить не ниже величины МГ, а в почвах незасоленных — значительно выше этой величины, в интервале между нею и величиной НВ, часто достаточно близко к последней. Наконец, еще одно замечание, которое следует сделать по поводу схемы Долгова, заключается в том, что эта схема, по мысли автора, является, очевидно, универсальной.

Между тем мы видели выше, что между почвами и грунтами различного механического состава имеются некоторые принципиальные отличия в их отношении к влаге, т. е. в их водных свойствах. Эти отличия должны, очевидно, найти свое отражение и в классификационной схеме. В этом отношении схема Долгова скорее соответствует почвам и грунтам суглинистого механического состава.

Заканчивая на этом критическое рассмотрение классификационной схемы Долгова, мы считаем необходимым указать еще раз на то, что, несмотря на некоторые недочеты, эта схема является большим и удачным шагом вперед в деле систематизации наших знаний о водных свойствах почвы и о различных формах почвенной влаги. В схеме Долгова в сжатой и наглядной форме удачно охарактеризованы и водные свойства почвы, и свойства различных категорий почвенной влаги, и ее доступность для растений, и ее подвижность, причем все эти признаки и явления рассматриваются в их взаимосвязи.

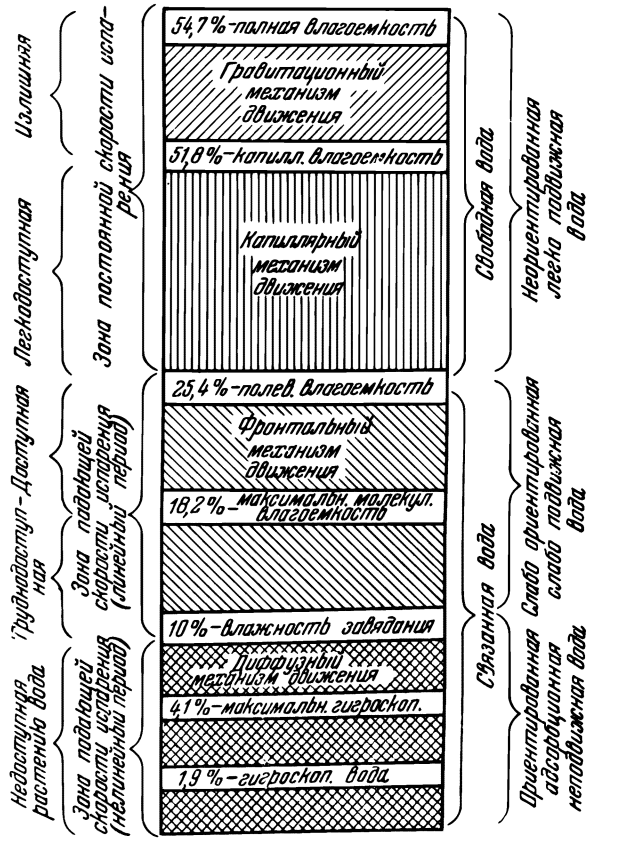


Рис. 99. Схема классификации форм почвенной влаги Колясева. Данные относятся к сильноподзолистой тяжелосуглинистой почве.

В тех схемах, которые будут предложены нами ниже, мы широко использовали принципы построения схемы Долгова—как в отношении ее формы, так и отчасти в отношении ее внутреннего содержания.

Удачное и наглядное изображение различных категорий почвенной влаги, впервые опубликованное Долговым в 1946 г. (Долгов, 1946), вызвало, естественно, подражания. Одно из таких подражаний, должным образом даже не оговоренное как таковое, мы находим у Колясева (1948, стр. 183). Эту схему мы приводим на рис. 99.

Во-первых, как можно видеть, схема Колясева чрезвычайно близка к схеме Долгова и по форме, и по внутреннему содержанию. Наиболее существенное отличие заключается в том, что Колясев границу между свободной и связанной влагой проводит по величине НВ (которая на схеме называется полевой влагоемкостью). На основании всего, что мы

говорили о подвешенной воде в главе V, мы полагаем, что если Долгов проводит указанную границу слишком низко, то Колясев впадает в другую крайность и проводит ее слишком высоко, так как свободная влага появляется в почве при влажности, еще не достигающей величины НВ.

Во-вторых, мы не можем также согласиться с Колясевым в том, что вся влага ниже величины НВ слабо подвижная. Мы видели (см. главу V), что влага в интервале влажностей от НВ до ВРК обладает очень заметной подвижностью.

В-третьих, мы не считаем целесообразным вводить в схему величину ММВ — об этом мы уже говорили выше.

В-четвертых, мы считаем неправильным подразделение зоны, относящейся к свободной воде, на две части по признаку различного механизма передвижения: верхнюю, где действует «гравитационный механизм», и нижнюю, где действует «капиллярный механизм». На самом деле в этой зоне действуют одновременно оба «механизма», причем преобладающее значение во всем этом интервале влажностей от НВ до ПВ может иметь то тот, то другой «механизм», в зависимости от того, каково состояние влаги и в каком положении по отношению к зеркалу грунтовых вод находится данный слой почвы. И лишь при влажности, равной ПВ, т. е. в зоне насыщения подпертой гравитационной влаги, действует исключительно только гравитационный «механизм».

В-пятых, схема Колясева, так же как и схема Долгова, отличается отсутствием дифференцированного подхода к почвам и грунтам различного механического состава.

Интересным и ценным дополнением, которое мы находим в схеме Колясева по сравнению со схемой Долгова, является характеристика различных категорий почвенной влаги по их способности к испарению.

На этом мы заканчиваем критическое рассмотрение существующих классификаций и группировок различных категорий почвенной влаги. Прежде чем перейти к рассмотрению того подразделения, которое предлагается нами, мы считаем необходимым кратко остановиться на вопросе о подвижности почвенной влаги.

2. ПОДВИЖНОСТЬ ПОЧВЕННОЙ ВЛАГИ

Под выражением «подвижность почвенной влаги» мы понимаем способность почвенной влаги передвигаться в почве. Эта способность, как мы сейчас увидим, зависит от влажности почвы и может быть охарактеризована скоростью передвижения влаги.

Влага может передвигаться в почве в двух формах: жидкой и парообразной. Мы рассмотрим сначала передвижение влаги в жидкой форме, а затем — в парообразной.

Без особых доказательств можно понять, что обязательным условием передвижения в почве жидкой влаги из одной точки почвенной толщи в другую (независимо от направления передвижения) является наличие р а з н о с т и с и л, под воздействием которых находится влага в этих двух точках. Иначе говоря, для того, чтобы влага могла передвинуться из одной точки в другую, она должна находиться в этих двух точках под влиянием сил различной величины. Если это условие не будет осуществлено и силы, действующие на влагу в различных точках, будут одинаковыми, то мы будем иметь дело с равновесным состоянием почвенной влаги и никакого передвижения последней наблюдаться не будет. Влага передвигается от тех точек, где удерживающие ее силы меньше, к тем точкам, где эти силы больше.

Мы уже знаем, что влага, содержащаяся в почве, может испытывать действие нескольких категорий сил:

а) силы тяжести (гравитационная сила);

б) сил капиллярных, синонимом которых являются силы менисковые, или силы поверхностного давления;

в) сил сорбционных, представляющих собой сочетание сил притяжения между молекулами воды и сил притяжения, исходящих со стороны почвенных частиц;

г) сил осмотических, представляющих собой силы притяжения, исходящие от ионов и молекул, находящихся в растворе, и от обменных почвенных катионов.

Из числа этих сил везде, всегда и постоянно действует сила тяжести, образующая гравитационное поле. Все остальные силы всегда сочетаются с ней.

Сила тяжести имеет постоянную величину и всегда направлена вниз, перпендикулярно к земной поверхности.

Величина остальных сил может изменяться в очень широких пределах, причем они могут иметь любое направление.

При этом, как мы знаем, величина всех этих сил (кроме силы тяжести) находится в тесной зависимости от содержания влаги в почве. По мере увеличения влажности почвы прежде всего насыщаются и затухают силы адсорбционные, которые по своей абсолютной величине являются наибольшими, измеряясь тысячами и даже десятками тысяч атмосфер. Эти силы насыщаются, исчерпываются и затухают в тот момент, когда влажность почвы достигает величины максимальной адсорбционной влагоемкости (МАВ), после чего в действие вступают силы сорбционные. Диапазон величин сил этой категории, изменяясь в зависимости от влажности почвы, весьма велик — от нескольких сотен атмосфер до, примерно, 1 атм. По мере увеличения влажности и уменьшения величины сорбционных сил, они начинают сочетаться с силами капиллярными. Провести границу между интервалами преобладания сил этих двух последних категорий в настоящее время не представляется возможным. Можно предположить, исходя из некоторых соображений, высказанных выше, что эта граница лежит где-то около 1 атм. или несколько ниже.

Начиная примерно с этой же величины, сорбционные и капиллярные силы становятся соизмеримыми с силой тяжести, в связи с чем в этом интервале в передвижении влаги могут принимать участие силы всех этих трех категорий.

Осмотические силы, зависящие от присутствия в почвенном растворе тех или иных электролитов, при высоком содержании солей в почве могут достигать десятков и сотен атмосфер. В почвах же незасоленных величина этих сил обычно варьирует в пределах 1—3 атм. или даже меньше.

О величине осмотических сил, создаваемых обменными катионами, сказать что-либо трудно. Возможно, что они того же порядка, что и силы адсорбционные.

Таким образом, по мере увеличения влажности почвы, силы, которые действуют на находящуюся в почве влагу, уменьшаются или, точнее говоря, уменьшаются, во-первых, те силы, которыми удерживаются последние поступившие в почву порции влаги, а во-вторых, те остаточные силы, которые остаются еще, так сказать, ненасыщенными и из которых слагается сосущая сила почвы при данной ее влажности.

Подвижность почвенной влаги, как мы уже говорили выше, должна находиться в прямой зависимости от градиента сил, существующего в почве. Если мы ограничим свои рассуждения почвенной толщей, однородной по своему механическому составу и сложению, то в такой почве, в соответствии с вышесказанным, градиент сил будет определяться

градиентом влажности. Поскольку наибольшие величины сил, а следовательно, и наибольшие их градиенты наблюдаются при наиболее низкой влажности, естественно было бы ожидать, что и подвижность почвенной влаги будет наибольшей также при низкой влажности. Однако на самом деле такой вывод был бы неверным. При низкой влажности, несмотря на очень высокие градиенты сил, наблюдается наименьшая скорость передвижения, а следовательно, и наименьшая подвижность почвенной влаги. Чем же объясняется это кажущееся противоречие?

Отвечая на этот вопрос в общем виде, можно сказать, что подвижность почвенной влаги зависит не только от градиента сил, но и от влажности почвы, т. е. от степени заполненности почвенных пор водою, каковой и определяется водопроводимость почвы.

При низкой влажности, когда влага находится в почве в форме пленок той или иной толщины, облекающих почвенные частицы, и не заполняет собою сплошь просветов пор, эта влага не может двигаться, как одно целое. Мы уже указывали выше, что при этом передвижение влаги совершается от тех мест, где пленка толще и где, следовательно, на наружные слои этой пленки действуют меньшие сорбционные силы, к тем местам, где пленка тоньше и где на ее наружные слои действуют силы бо́льшие. Какие бы большие градиенты влажности ни создавались в почве при таком состоянии почвенной влаги, ее передвижение будет совершаться весьма медленно. Во-первых, потому, что оно будет происходить от частицы к частице, а не сплошной массой; во-вторых, вследствие того, что почвенная влага при такой влажности вся целиком относится к категории связанной, т. е. является ориентированной, а частично и уплотненной — благодаря этому она обладает повышенной вязкостью, а частично, как мы знаем — и повышенной плотностью. Обе эти причины и будут чрезвычайно сильно замедлять передвижение почвенной влаги в почве.

По мере возрастания почвенной влажности, степень ее связанности, как мы знаем, уменьшается, а следовательно, уменьшается и ее вязкость, вследствие чего, несмотря на то, что градиенты сил будут тоже уменьшаться, подвижность почвенной влаги начнет все же возрастать. Особенно заметно она увеличивается тогда, когда почвенные поры оказываются сплошь заполненными водой и при этом скопления свободной воды в отдельных порах смыкаются одно с другим, т. е. когда в почве появляется сплошь связанное тело, состоящее из свободной воды. Высокая подвижность влаги при этом условии, несмотря на низкие градиенты сил, определяется главным образом тем, что такая сплошь связанная свободная влага обладает способностью передавать гидравлическое давление и, следовательно, при наличии хотя бы небольшого градиента сил (обычно капиллярных, в сочетании с силой тяжести) передвигаться как одно целое.

Выражаясь иначе, можно сказать, что подвижность почвенной влаги зависит, во-первых, от градиента сил, а во-вторых, от водопроводимости почвы, которая, в свою очередь, находится в прямой зависимости от влажности последней. На это обстоятельство указывал еще Бэкингем (Buckingham, 1907). При этом проводимость почвы является гораздо более важным фактором подвижности почвенной влаги, нежели величина градиента сил.

Из сказанного следует, что подход к вопросам подвижности почвенной влаги с позиций электродинамических аналогий если и возможен, то лишь в очень узких пределах высоких величин влажности. При величинах влажности более низких эти аналогии совершенно недопустимы, ибо проводимость данного проводника для электрического тока есть величина постоянная и от силы тока не зависит, в то время как водопроводимость почвенной толщи зависит от содержания в последней влаги.

В итоге общего рассмотрения вопроса о подвижности почвенной влаги, мы видим, что таковая должна меняться в зависимости от влажности почвы, возрастая с увеличением последней. Возникает вопрос: как происходит увеличение подвижности почвенной влаги с увеличением влажности почвы — постепенно, без каких-либо скачков, или в этом увеличении можно найти какие-то переломные точки, где подвижность почвенной влаги увеличивается скачкообразно?

Некоторые указания по этому поводу мы можем найти уже у основоположников почвенной гидрологии.

Измаильский (1894, цитирую по изданию 1949 г., стр. 133) отмечает, что «...многочисленные наблюдения привели меня к следующему заключению: передвижение влаги из почвы, заключающей около 10% ее (т. е. 11% от веса сухой почвы.— *А. Р.*), в соседние, более сухие слои, совершается вообще очень медленно». Эти данные относятся к полтавскому лессу.

Высоцкий (1898), на основании своих наблюдений в Велико-Анадоле, отмечает, что «...предел капиллярной влажности, допускающей свободную циркуляцию жидкой воды и растворов в ее порах, лежит значительно выше предела влажности, доступной для пользования корнями местной растительности». В сноске поясняется, что для лессовидной и красноватой глин Велико-Анадольского участка первая величина равна 15%, а вторая — 10% (повидимому, от веса влажной почвы, что соответствует 18 и 11% от веса сухой почвы.— *А. Р.*).

Ротмистров (1904) указывает на то, что передвижение влаги в почве Одесского опытного поля (данные относятся, видимо, к нижним слоям, т. е. к лессовидному суглинку) в процессе испарения совершается довольно быстро до тех пор, пока влажность не упадет до величины 10% (опять-таки, повидимому, от веса влажной почвы, что соответствует 11% от веса сухой), после чего дальнейшее передвижение почти прекращается.

Таким образом, у этих исследователей было совершенно отчетливое представление о том, что подвижность почвенной влаги с изменением влажности почвы меняется не постепенно, а скачкообразно.

Рассмотрим теперь этот вопрос подробнее, причем, как и раньше, будем рассматривать его отдельно для почв и грунтов различного механического состава и различного структурного состояния.

Начнем с группы крупнозернистых почв и грунтов, т. е. состоящих из частиц крупнее 1 мм.

Как и в почвах и грунтах любого механического состава, в данной группе почв и грунтов при низких величинах влажности подвижность почвенной влаги будет чрезвычайно низкой. Нам не удалось найти в литературе какие-либо количественные данные, при помощи которых можно было бы охарактеризовать подвижность влаги в рассматриваемом случае. Мы можем только утверждать, основываясь как на общих представлениях, так и на рассмотренных выше опытах Малянова с испарением капиллярно подвешенной влаги, что подвижность влаги остается чрезвычайно низкой вплоть до величины влажности, равной $НВ_{ст}$, т. е. до тех пор, пока в почве или грунте содержится лишь связанная или стыковая влага. Подвижность влаги заметно возрастает, как только влажность почвы превысит величину $НВ_{ст}$. Доказательство этому можно найти в опытах Лебедева с просачиванием воды через высокие колонны песка, предварительно смоченного водой. Эти опыты изложены в книге Лебедева (1936) на стр. 141 и сл. Из этих опытов видно, что при поступлении влаги на верхнюю поверхность песчаной колонны, в верхней части которой содержится только стыковая влага (по Лебедеву — только пленочная, содержание которой равно ММВ), стекание влаги из нижнего конца колонны начинается не сразу, а лишь после того, как вновь прилитая порция воды достигнет верхней границы капиллярной каймы (по Лебедеву — верхней

границы «переходной зоны»). Лебедев весьма убедительно доказывает это положение опытами, в которых сверху приливалась не чистая вода, а слабый раствор хлористого лития; распределение лития в колонне после опыта Лебедев определял спектроскопически. Из цифр, приводимых Лебедевым, можно вычислить, что скорость передвижения воды через толщу, предварительно доведенную до влажности, равной $НВ_{ст}$, измеряется величинами порядка 8—10 см в час, т. е. около 0,0025 см в секунду. Поскольку вода в этих опытах Лебедева приливалась обычно по каплям, можно думать, что порозность песка целиком не заполнялась и вода стекала в форме более или менее тонкого слоя по поверхности частиц.

В только что рассмотренном случае, благодаря тому, что влага не заполняет пор песка целиком, она не может и передавать гидравлическое давление. Иная картина получается в тех случаях, когда верхняя граница капиллярной каймы достигает поверхности песка. В этом случае некоторые цепочки пор, уходящие вертикально вниз и заполненные влагой сплошь, начинаются от самой поверхности песка. Вода, поступающая на эту поверхность, будет вызывать немедленное гидравлическое перемещение влаги, содержащейся в указанных цепочках пор. Подвижность влаги будет, очевидно, весьма высокой — во всяком случае, более высокой, нежели в той зоне, влажность которой до поступления влаги сверху равнялась величине $НВ_{ст}$.

Наконец, при полной насыщенности песка водой, т. е. при влажности его, равной ПВ, влага может двигаться через всю совокупность пор и ее подвижность в этом случае будет наибольшей. Она может быть охарактеризована при помощи коэффициента фильтрации (КФ).

Переходим теперь к вопросу о подвижности почвенной влаги в тонкозернистых почвах и грунтах.

Здесь мы должны рассмотреть три случая: первый — когда почва или грунт суглинистого или глинистого механического состава лишены какой бы то ни было структуры; второй — когда почва или грунт имеют лишь микроструктуру, и третий — когда почва или грунт имеют хорошо выраженную макроструктуру.

Как мы уже говорили выше, для первого случая характерен тот факт, что вся влага, содержащаяся в почве или грунте, является влагой связанной, даже при наивысших возможных величинах увлажнения. Этому случаю соответствуют в природной обстановке иллювиальные горизонты солонцов и сильносолонцеватых почв при предельном возможном увлажнении и, возможно, глеевые горизонты болотных почв. Искусственно такие почвы или грунты могут быть приготовлены путем перемятия и растирания почвенной или грунтовой массы с водой.

Благодаря тому, что вся влага в этом случае является связанной, она обладает, по указанным выше причинам (ориентированность, повышенная вязкость и т. д.), в общем малой подвижностью. Однако отдельные порции этой воды все же различаются по степени подвижности: внешние слои водных пленок должны обладать подвижностью большей, нежели внутренние. Принимая во внимание многослойность водной пленки, можно думать, что каких-либо резких изменений в подвижности почвенной влаги при переходе от одного слоя к другому происходить не должно и подвижность, будучи вообще небольшой, с уменьшением влажности должна падать постепенно. Прямых экспериментальных данных, подтверждающих такой вывод, в нашем распоряжении и в литературе не имеется.

Будучи целиком связанной, влага в этом случае может передвигаться только под влиянием сорбционных сил, т. е. от тех слоев почвенной толщи, где пленка толще, к тем слоям, где она тоньше. Этот процесс передвижения пленочной влаги особенно удобно наблюдать, когда влага подвергается испарению. В этом случае на той поверхности почвенной толщи,

с которой происходит испарение, пленки связанной воды делаются более тонкими и к ним устремляется вода, содержащаяся в остальной части почвенной толщи или почвенной колонны. До некоторой степени иллюстрацией этого случая может являться рассмотренный нами выше опыт Абрамовой с тяжелым суглинком. Мы говорим — до некоторой степени, так как суглинок не был полностью лишен микроструктуры, в связи с чем величина НВ в нем не достигала величины ПВ. Как мы уже отмечали, потеря влаги происходила из всей промоченной части почвенной колонны, но скорость этой потери уменьшалась весьма постепенно.

Переходим ко второму случаю — когда почва или грунт суглинистого или глинистого механического состава имеет микроструктуру.

В этом случае можно наметить несколько величин влажности, при которых изменяется подвижность почвенной влаги.

Естественно, что наибольшей подвижностью влага обладает при полном насыщении ею почвы, т. е. при влажности, равной ПВ. В этой точке подвижность почвенной влаги может быть охарактеризована величиной коэффициента фильтрации данной почвы или породы.

При понижении влажности подвижность влаги будет, естественно, несколько уменьшаться вследствие того, что будет уменьшаться, как мы говорили выше, водопроводимость почвы или грунта. Однако подвижность влаги все же будет оставаться большой вплоть до того момента, когда влажность сделается равной величине НВ. Мы знаем, что вся влага сверх величины НВ более или менее легко стекает в почве вниз, причем в ее нисходящем передвижении принимают участие сила тяжести и капиллярные силы. По достижении влажностью величины НВ скорость нисходящего передвижения влаги резко уменьшается. Это вытекает и из сущности самого явления наименьшей влагоемкости и хорошо иллюстрируется рис. 47, который мы заимствовали из книги Долгова (1948а). Момент изменения скорости нисходящего передвижения почвенной влаги отмечен на этом рисунке точкой в кружке, поставленной в том месте, где кривая скорости передвижения влаги дает резкий перелом. Резкое уменьшение подвижности почвенной влаги при влажности, равной НВ, было подтверждено и еще несколькими специальными опытами Долгова (1948а, стр. 79 и сл.; табл. 22, 23 и 24).

Следующей точкой, при которой происходит заметное изменение в подвижности почвенной влаги, является величина влажности разрыва капилляров (ВРК). Мы указывали уже, опираясь на опыты Абрамовой (1948) и Большакова (1950) и на полевые наблюдения Большакова (1950), что в интервале влажностей между НВ и ВРК почвенная влага обладает заметной подвижностью, хотя, очевидно, и меньшей, чем при влажности, превышающей НВ.

Таким образом, влагу, находящуюся в микроструктурных почвах и грунтах, по ее подвижности, в зависимости от влажности, можно подразделить по меньшей мере на три категории:

Легкоподвижную	от ПВ до НВ
Среднеподвижную	от НВ до ВРК
Трудноподвижную	$<$ ВРК

Имеются ли еще какие-либо скачки в подвижности влаги при еще более низких величинах влажности — остается неясным. Можно высказать предположение, что таких скачков нет, так как при влажности ниже ВРК, по нашему мнению, вся влага уже является связанной и ее подвижность должна уменьшаться с уменьшением влажности постепенно, по мере утончения водных пленок. Однако отрицать категорически существование каких-то переломных точек в этом интервале влажности мы

все же не решимся. Не исключена возможность, что этот перелом имеется при влажности, равной ВЗ.

Величина ВРК, которая, как мы только что видели, является переломной в подвижности почвенной влаги, была установлена на основании опытов с испарением влаги. При этом учитывалась скорость передвижения влаги в той части почвенной толщи, которая была предварительно смочена до величины НВ. Таким образом, эти опыты свидетельствуют о том, что влага имеет заметную подвижность в интервале от НВ до ВРК при том обязательном условии, что в той толще, где наблюдается это передвижение влаги, она предварительно обладала сплошностью и что передвижение совершается лишь до поверхности этой предварительно промоченной толщи.

Иное положение мы имеем тогда, когда приходят в соприкосновение два слоя почвы с различной влажностью.

Вообще говоря, если механический состав и сложение слоев одинаковы, то мы вправе ожидать передвижения влаги из слоя более влажного в слой более сухой, в соответствии с градиентом сил, обусловленных градиентом влажности.

Однако способность влаги к передвижению в таких случаях может быть весьма различной.

В тех случаях, когда влажность обоих соприкасающихся слоев почвы превышает величину НВ, естественно, что подвижность влаги будет весьма велика, так как в почве будет присутствовать влага, передвижение которой происходит при совместном участии силы тяжести и капиллярных сил.

Иную картину мы будем наблюдать в том случае, если влажность обоих соприкасающихся слоев не превышает величины НВ.

В этом случае возможность передвижения влаги из одного слоя в другой оказывается весьма ограниченной. Для доказательства приведем результаты опыта Вимейера (Veihmeyer, 1927). Опыт заключался в следующем. Деревянные трубы, длиною 6 футов, разделяли на три одинаковых участка по 2 фута каждый. В средний участок трубы набивали почву, влажность которой была близка к величине НВ (для данной почвы 21—23%). Трубу оставляли на 48 часов в горизонтальном положении. По истечении 48 часов оба внешних участка трубы набивали той же самой почвой, но с меньшей влажностью (одинаковой в обоих концах трубы). Эта влажность в различных вариантах опыта варьировала в пределах от 3 до 14,5%.

Затем трубы приводили в вертикальное положение и оставляли на 141—144 дня, после чего в них послойно определялась влажность. Результаты опыта представлены графически на рис. 100.

Рисунок построен следующим образом: начальная влажность почвы в средней и концевых частях труб изображена пунктиром; сплошной линией изображено конечное распределение влажности.

Рассматривая этот рисунок, мы видим следующее. Во всех четырех вариантах опыта наблюдалось передвижение влаги из влажной почвы в почву сухую. При этом влажность среднего, т. е. первоначально увлажненного до величины НВ, слоя уменьшилась во всех случаях более или менее равномерно, что свидетельствует об относительно высокой подвижности почвенной влаги при величинах влажности более низких, чем НВ, но все же близких к ней и, очевидно, заведомо более высоких, чем ВРК. Наибольшее понижение влажности в среднем слое почвы наблюдалось в первых двух вариантах опыта, где конечная влажность оказалась равной 17%. Возможно, что эта величина характеризует собою ВРК.

Проникновение влаги в слой сухой почвы нигде не превысило сколько-нибудь заметно 1 фута, т. е. 30 см. Внешние футовые отрезки своей исход-

ной влажности практически не изменили. Во внутренних футовых отрезках слоев сухой почвы создалась влажность, резко возрастающая от сухого слоя к влажному. Чем выше начальная влажность сухих слоев, тем на меньшую глубину в них проникла влага из влажного слоя, что указывает на зависимость глубины проникновения от градиента влажности.

Из этого опыта мы можем сделать вывод об ограниченной, в общем, подвижности почвенной влаги даже в интервале от НВ до ВРК при передвижении ее из влажного слоя в сухой.

Некоторый материал для суждения о подвижности почвенной влаги мы находим в работах Колясева (1939, 1941, 1944, 1948; Колясев и Мельникова, 1949).

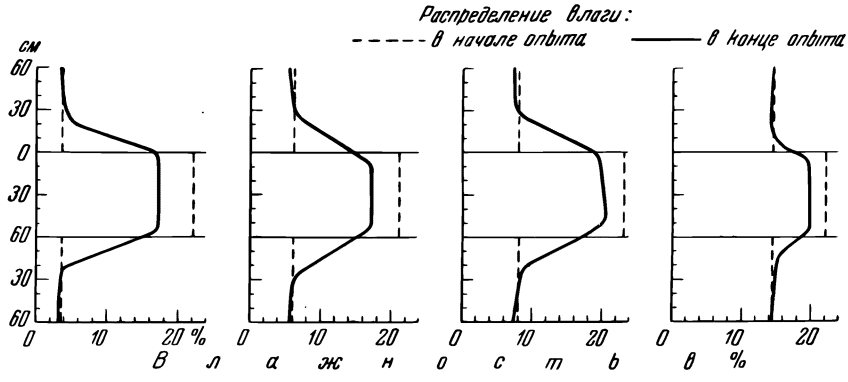


Рис. 100. Передвижение влаги из влажной почвы в сухую. Опыты с насыпными колоннами почвы (по Вимейеру).

В первой из указанных работ (1939) Колясев, изучая в условиях лабораторного опыта скорость испарения воды из почвы, обнаружил, что на кривой зависимости скорости испарения от влажности почвы имеются переломы, указывающие на то, что подвижность влаги меняется не постепенно. Однако в этой работе нет указаний на связь этих точек с какими-нибудь водными свойствами почв.

В другой работе (1941) Колясев пытался установить зависимость скорости передвижения влаги от влажности почвы в связи с определенными водно-физическими константами, в качестве которых он выбрал величины ММВ и МГ. Следует отметить, что целесообразность выбора первой из этих величин ставится под сомнение собственными данными автора, приводимыми в той же работе. Мы цитировали их выше и видели, что эти данные полностью подтверждают условность величины ММВ, определяемой методом пленочного равновесия. Кроме того, опыты были поставлены, повидимому, очень неряшливо, так как потеря влаги из тех концов трубок, которые содержали влажную почву, значительно превышала прибавку влаги в концах трубок с более сухой почвой. Поэтому никаких, по сути дела, надежных выводов из этих опытов сделать нельзя.

В следующей работе (1944) Колясев показывает, что влага при наличии градиента влажности передвигается относительно легко в том случае, если величины влажности соприкасающихся слоев превышают величину ММВ. В том же случае, когда влажность одного из слоев равняется ММВ, а другого — МГ, передвижение влаги совершается весьма медленно. Понятно, что замечание об условности величины ММВ остается в силе и в этом случае.

Свои взгляды на передвижение влаги в почве Колясев обобщает в работе 1948 г. (Колясев, 1948). Он предлагает различать «...четыре различных механизма движения в зависимости от содержания влаги в почве». Эти четыре механизма суть следующие:

а) гравитационный,

б) капиллярный,

в) фронтальный, или пленочный,

г) диффузный — при передвижении влаги в парообразной форме.

Оставив пока в стороне «диффузный механизм», остановимся на остальных трех, относящихся к передвижению влаги в жидкой форме.

«Гравитационный механизм», по мнению Колясева, действует в тех случаях, когда «капиллярные силы не в состоянии уравновесить силы тяжести. Эта вода просачивается сквозь некапиллярные промежутки почвы, трещины, поры, образуемые комками, ходами червей, корней и т. п. Этот механизм движения возможен лишь при влажности, близкой к полной влагоемкости почвы, и может быть описан...», по мнению Колясева, формулой Дарси.

Капиллярный механизм «...имеет место при влажностях, близких к капиллярной влагоемкости почвы. В этом случае скорость движения определяется статистикой пор в почве и величиной капиллярной постоянной (σ) воды. Влага движется здесь не сплошным фронтом, а в соответствии с диаметром капилляров, причем мелкие капилляры п о д н и м а ю т[1] влагу медленно, но на большую высоту, крупные капилляры заполняются водой быстро, но не в состоянии поднять воду на значительную высоту... Количественно капиллярное движение описывается известным уравнением, учитывающим и капиллярные силы и силы тяжести». Приводится уравнение Жюрэна.

«Фронтальный», или пленочный, механизм движения «...наблюдается при влажностях ниже капиллярной влагоемкости, т. е. при наличии связанной воды в почве. В этом случае влага передвигается в почве единым фронтом, вне зависимости от капиллярной системы, и со скоростями в сотни раз меньшими, чем при капиллярном механизме».

Эти представления в дальнейшем, повидимому под влиянием работы Абрамовой (1948), были Колясевым несколько видоизменены.

«Основные положения», которые привели Колясева к «...обоснованию теории «дифференциальной влажности»...», заключаются в следующем. Колясев различает теперь (Колясев и Мельникова, 1949) три «механизма» движения влаги:

«1) Капиллярный механизм наблюдается лишь при влажностях, близких к капиллярному насыщению. Скорость капиллярного движения определяется содержанием пор в почве и величиной капиллярной постоянной; она (скорость) сравнительно велика.

2) При влажностях, близких к полевой влагоемкости (и максимальной молекулярной влагоемкости Лебедева), в почве, по нашим представлениям, вода преимущественно находится в виде менисков[2], связанных друг с другом через водные пленки, окружающие почвенные частицы. Движение воды от мениска к мениску осуществляется через пленку. Скорость такого перетекания, также обусловленного силами поверхностного натяжения, хотя и меньше скорости капиллярного движения, но может быть довольно значительной....

---

[1] Разрядка наша.— *А. Р.*

[2] Из контекста можно понять, что Колясев менисками в данном случае называет водные кольца или манжеты, образующиеся вокруг точек стыка почвенных частиц между собой. Однако в физике менисками принято называть — как мы это и делали — выпуклые или вогнутые поверхности капиллярных скоплений (например, в капиллярных трубках), а отнюдь не самые скопления.

3) При влажности, соответствующей влажности завядания и ниже вода передвигается как в виде пленки, но за счет осмотических и термоосмотических сил, так и, главным образом, в виде пара...»

В той же работе Колясев приводит результаты опытов по изучению скорости испарения из почвы влаги в зависимости от влажности последней. Следует подчеркнуть, что испарение изучалось на лепешечках, имевших диаметр 28 мм, а толщину 2—3 мм и приготовленных из почвы, пропущенной через сито в 0,25 мм. Как видим, условия опыта совершенно искусственные, сопровождавшиеся разрушением не только макро- но частично и микроструктуры.

Строя кривые зависимости скорости испарения от влажности почвы, Колясев обнаружил на них несколько переломных, или «критических», как он их называет, точек, в промежутках между которыми скорость испарения обнаруживает примерно линейную зависимость от величины влажности.

Сопоставляя «критические точки» с водно-физическими константами, Колясев говорит, что первая критическая точка несколько превышает величину ММВ, вторая совпадает с величиной влажности завядания (ВЗ) и третья — с величиной МГ.

Однако, просматривая данные Колясева, можно установить, что на самом деле только вторая критическая точка в трех случаях из четырех совпала с величиной ВЗ, а третья точка совпала с величиной МГ в двух случаях из четырех. Таким образом, положения Колясева нельзя считать доказанными, что и не удивительно при столь искусственной обстановке опытов.

Оценивая в целом изложенные работы Колясева, можно в общем принять подразделение форм движения жидкой влаги на три категории: гравитационной, капиллярной и пленочной. Однако разграничение этих форм сделано Колясевым весьма не точно.

Прежде всего нельзя согласиться с тем, что капиллярный механизм управляет только восходящим передвижением влаги (Колясев, 1948, стр. 142—143). Капиллярные силы в зависимости от различных условий могут вызывать передвижение влаги в любом направлении. Это весьма убедительно было показано еще Ротмистровым в 1904 г. Несомненно, что капиллярные силы принимают участие и в нисходящем передвижении влаги в тонкозернистых микроструктурных почвах и грунтах, сочетаясь в этом случае с силой тяжести.

Далее, нельзя, конечно, говорить о том, что в почве имеются «мелкие» и «крупные» капилляры (Колясев, 1948, стр. 142). Позднее, в совместной работе с Дерягиным (Дерягин и Колясев, 1950), Колясев говорит о неприложимости к почве «модели цилиндрических капилляров», не упоминая,однако, о том, что эти представления совсем недавно им полностью разделялись.

Неверно, что «фронтальный», или пленочный, «механизм» движения влаги наблюдается при влажности ниже капиллярной влагоемкости (Колясев, 1948, стр. 143). На самом деле верхним пределом влажности, при которой пленочное передвижение начинает играть заметную роль, является величина НВ, а может быть даже и более низкая. Капиллярный же «механизм» действует совсем не «при влажности близкой к капиллярной влагоемкости» (1948, стр. 142), а по меньшей мере во всем интервале влажностей между ПВ и НВ, а может быть, и несколько ниже.

Наивно-претенциозно звучит фраза о том, что скорость передвижения влаги при капиллярном механизме «определяется статистикой пор». Статистика, конечно, не может определять скорости. Последняя определяется размером пор.

Таким образом, взгляды Колясева на существование различных «механизмов» передвижения влаги при разных влажностях почвы, основанные

на работах Коссовича, Ротмистрова, Лебедева и других исследователей, в общем отвечают наблюдающимся явлениям. Но эксперименты Колясева — отчасти вследствие их неряшливости, о которой мы уже писали ранее (Роде, 1943), отчасти в силу их искусственности и оторванности от природных условий — дают весьма мало для познания сущности явлений и, в частности, для установления тех критических величин влажности, при которых изменяется подвижность почвенной влаги и механизм ее передвижения. Нельзя же, в самом деле, на пятачках толщиной в 2—3 мм «моделировать» процессы, происходящие в почвенной толще.

Переходим к третьему случаю — к вопросу о подвижности влаги в почве, обладающей макроструктурой.

Отличительной чертой такой почвы является то, что каждый структурный комочек обладает собственной системой тонких пор различного размера, которые открываются в относительно крупные межструктурные поры. Подвижность влаги в таких почвах при высоких степенях увлажнения, близких к величине ПВ, будет, очевидно, весьма высокой, так как при этом влагой будут заполнены все межструктурные поры, обладающие относительно большим поперечником и поэтому сообщающие почве высокую водопроницаемость. Подвижность влаги при таких степенях увлажнения может характеризоваться коэффициентом фильтрации.

Можно предположить (прямых экспериментальных данных для доказательства такого предположения, повидимому, не имеется), что с понижением влажности структурной почвы до величины НВ влага из межструктурных промежутков и пор исчезает или почти исчезает, сохраняясь преимущественно лишь во внутриаггрегатных порах. Способность влаги к передвижению внутри отдельных аггрегатов управляется, вероятно, теми же закономерностями, о которых мы говорили применительно к грунтам и почвам микроструктурным. И для аггрегатов, вероятно, можно найти величину ВРК, при которой подвижность влаги внутри аггрегата резко уменьшается. Однако картина сильно изменится, если мы будем иметь в виду почвенный слой более или менее значительной толщины. Так как поверхность соприкосновения почвенных комочков друг с другом очень мала по сравнению с общей поверхностью каждого комочка, возможность передвижения влаги под влиянием сил любой категории из комочка в комочек чрезвычайно ограничена. Иными словами, водное тело, находящееся в структурной почве, если и сохраняет при влажности, равной НВ, свою сплошность, то в то же время оно оказывается состоящим из отдельных водных «телец», приуроченных к отдельным комочкам почвы, причем перешейки, связывающие между собой эти тельца, чрезвычайно узки и при малейшем уменьшении влажности почвы разрываются в первую очередь. Остающаяся после этого в комочках влага может сохранять свою подвижность только в пределах каждого отдельного комочка. Таким образом, в почве, обладающей макроструктурой, мы можем ожидать наличия лишь одной величины влажности, при которой подвижность влаги меняется более или менее заметно. Эта точка должна лежать близко к величине НВ. И действительно, как показали опыты Абрамовой, уже цитировавшиеся нами выше, восходящее передвижение влаги при испарении из структурного чернозема прекращалось при влажности равной 33,0%, в то время как НВ того же чернозема равнялась 36,0%.

Эта величина, повторяем, относится к подвижности влаги в некотором слое почвы в целом. В подвижности почвенной влаги внутри структурных комочков могут наблюдаться скачкообразные изменения и при других величинах влажности, но экспериментальных данных, которые позволили бы установить наличие таких скачков, повидимому, не имеется.

Уменьшение подвижности почвенной влаги в структурной почве до нуля или почти до нуля при достижении влажностью величины НВ

является весьма важным свойством структурных почв, что неоднократно подчеркивалось В. Р. Вильямсом. Это свойство является причиной высокой прочности запаса влаги в структурной почве, благодаря которой бесполезный расход влаги на физическое испарение оказывается весьма небольшим.

Перейдем теперь к рассмотрению вопроса о подвижности влаги в парообразной форме.

Передвижение парообразной влаги, как на это указывал еще Морозов (1938а), может быть двояким — активным и пассивным.

В первом из этих случаев парообразная влага передвигается независимо от движения почвенного воздуха, в котором она содержится. Такое передвижение является д и ф ф у з н ы м и имеет своей причиной градиент абсолютных упругостей, или, иначе говоря, концентраций, водяного пара между различными точками почвенной толщи. Механизм диффузии водяного пара от точек с большей его абсолютной упругостью к точкам с меньшей упругостью тесно связан с тепловым движением молекул пара. Движение это беспорядочное, т. е. каждая молекула водяного пара в каждый данный момент с одинаковой вероятностью может двигаться в любом направлении. Так как в той части пространства, в которой упругость пара больше, число молекул, содержащихся в единице объема, тоже больше, чем в той части пространства, в которой упругость пара меньше, то вероятность перехода одной молекулы из первой части пространства во вторую больше, чем в обратном направлении. Поэтому разность упругостей пара должна вызвать преимущественное одностороннее передвижение молекул водяного пара, которое будет продолжаться до тех пор, пока упругости, т. е. концентрации, не сделаются одинаковыми.

Различия в упругости водяного пара в различных точках почвенной толщи могут вызываться двумя главными причинами.

Если влажность всего рассматриваемого объема почвенной толщи превышает величину МГ, то, как мы знаем из главы III, воздух, содержащийся в почве, во всех точках последней будет близок к состоянию насыщенности водяным паром, т. е. его относительная упругость будет близка к 100%. В этом случае абсолютная упругость пара в любой точке почвенной толщи будет всецело зависеть от температуры почвы в этой точке, а градиент упругостей водяного пара будет совпадать по своему направлению с градиентом температуры.

В тех случаях, когда влажность почвы меньше величины МГ, упругость водяного пара в почвенном воздухе будет зависеть не только от температуры, но и от влажности почвы, и ее градиент может в одних случаях совпадать, а в других и не совпадать с градиентом температуры.

Пассивное передвижение парообразной влаги в почвенной толще наблюдается в тех случаях, когда имеет место передвижение самого почвенного воздуха, независимо от того, какой причиной это передвижение вызывается. Почвенный воздух может передвигаться в результате изменения температуры почвы и своего сжатия или расширения, вследствие механического воздействия ветра, «выдувающего» почвенный воздух из верхних слоев почвы, вследствие вытеснения воздуха из почвы поступающей в последнюю влагой и т. д. Во всех этих случаях водяной пар, содержащийся в почвенном воздухе, будет передвигаться вместе с последним.

Оба эти вида передвижения парообразной влаги могут сочетаться один с другим (что и имеет место в большинстве случаев в природных условиях, особенно в верхних горизонтах почвы).

Диффузное передвижение водяного пара в почве может осложняться, во-первых, явлениями микроконвекции, в основе которых лежат разности температур, а во-вторых, явлениями многократного осаждения и новой дистилляции водяного пара.

Попытки подсчета количеств влаги, передвигающейся в парообразном состоянии, были сделаны Морозовым (1938б).

Он предлагает следующую формулу для расчета расхода парообразной влаги:

$$V = K \frac{\ln \frac{P - P_в}{P - P_н}}{l},$$

где V — расход парообразной влаги в граммах на единицу сечения в 1 минуту;

K — «коэффициент эффективной паропроницаемости»;

$P_в$ — упругость водяного пара в той части почвенной толщи, откуда происходит передвижение парообразной влаги;

$P_н$ — упругость водяного пара в той части почвенной толщи, в которую происходит передвижение водяного пара;

l — длина почвенной колонны (или толщина почвенного слоя);

P — общее атмосферное давление.

Разложив эту формулу в ряд и отбрасывая члены второй и высшей степени, Морозов получает приближенную формулу:

$$V = \frac{K}{P} \cdot \frac{P_н - P_в}{l},$$

которая аналогична формуле Фика.

Величина K, фигурирующая в этих формулах, представляет собою «коэффициент эффективной паропроводности». Он, как правило, больше основного коэффициента диффузной паропроводности вследствие различных осложняющих движение пара явлений, каковы микроконвекция и др.

Чистая неосложненная диффузия происходит в грунтах, в которых влажность не выше величины МГ, в изотермических условиях. В этом случае $K = k$ (см. ниже).

Диффузия во влажных грунтах, влажность которых больше величины МГ, когда водой занято до 25—30% объема пор, происходит главным образом под влиянием термических градиентов. Этот вид диффузии Морозов условно называет термической диффузией — термин не особенно удачный, укажем мы, так как его легко смешать с истинной термодиффузией.

В общей форме расход парообразной влаги на единицу площади и в единицу времени может быть выражен следующей формулой:

$$V = k\mu \cdot \tau \cdot f(v_{пот}) \cdot \text{градиент},$$

где μ — множитель > 1, учитывающий влияние микроконвекции;

τ — множитель > 1 (до 4), вводимый при диффузии водяного пара в слоях с разной температурой;

$f(v_{пот})$ — множитель > 1, вводимый при наличии воздействия турбулентного воздушного потока над почвой на передвижение паров в почве;

градиент — градиент упругости водяного пара.

По определениям Морозова, k — коэффициент чистой диффузной паропроницаемости в изотермических условиях — при влажности, равной или меньшей МГ, варьирует в пределах $0{,}0075\ p$ — $0{,}0080\ p$, где p — порозность в долях объема почвы.

Величина $K = k\mu$, т. е. эффективный коэффициент диффузной паропроницаемости, по данным Морозова, оказался равным:

Грунт	p в %	$K = k\mu$ г/см²/мин
Лесс, комки 5—10 мм	60—61	0,00514—0,00536
» » 1—2 мм	60—61	0,00471—0,00515
Лесс структурный	45—47	0,00390—0,00402
» пылеватый	60	0,00470
» »	50	0,00470
» »	41	0,00348
Песок 0,2—0,6 мм	40	0,00293—0,00300

Морозов дает следующий пример расчета.

$p = 50\% = 0{,}5$; влажность $>$ МГ;
градиент 1°/1 см; $\mu = 1{,}5$;
средняя температура 24°; $\tau = 4$;
$f(\nu_{\text{пот}}) = 3{,}5$.

$$V = k \cdot \mu \cdot \tau \cdot \text{градиент}$$

$$V = 0{,}008 \cdot 1{,}5 \cdot 4 \cdot 0{,}5 \cdot (\text{градиент})\ \text{г} / \text{см}^2 / \text{мин}.$$

В 1 сутки: $q = 0{,}084 \cdot 1440 \cdot 10 \cdot (\text{градиент})$ мм / сутки.

Градиент равен:

$$\ln \frac{750 - 21{,}72}{750 - 23{,}06} = \ln 1{,}0018 = 0{,}0018 \text{ и } q = 0{,}084 \cdot 14400 \cdot 0{,}0018 = 2{,}18 \text{ мм/сутки}.$$

На этом мы заканчиваем рассмотрение вопроса о подвижности почвенной влаги и переходим к рассмотрению того подразделения ее форм, которое вытекает из всего сказанного выше.

3. ПОДРАЗДЕЛЕНИЕ ФОРМ ПОЧВЕННОЙ ВЛАГИ

Основываясь на всех тех классификациях форм почвенной влаги, которые были сделаны предыдущими исследователями, и на всем материале, изложенном в настоящей работе, мы предлагаем различать следующие основные категории почвенной влаги:

I. Влага кристаллизационная (в настоящей работе не рассматривается).

II. Твердая влага (лед) (в настоящей работе не рассматривается).

III. Парообразная влага. Находится в почвенном воздухе в форме водяного пара. Передвигается в почве: 1) активно, в той же форме, от участков с высокой абсолютной упругостью водяного пара к участкам с более низкой упругостью, и 2) пассивно, вместе с токами воздуха. При наличии соответствующих условий может переходить в жидкую форму. В почве, влажность которой превышает величину максимальной гигроскопичности, содержание парообразной влаги в почвенном воздухе весьма близко к ее содержанию при условии насыщения воздуха водяным паром.

IV. Прочно связанная влага. Влага, молекулы которой прочно удерживаются адсорбционными силами, присущими почвенным частицам, образует на поверхности последних тонкую пленку, толщина которой измеряется многими диаметрами молекул воды. По своим свойствам близка к твердому телу, имеет высокую плотность. При своем возникновении выделяет теплоту смачивания. Наибольшее возможное содержание влаги этой категории может определяться по величине нерастворяющего объема — при условии применения растворов высокой концентрации, по теплоте смачивания и биологическим методом. Передвигаться может только в парообразном состоянии.

V. Рыхло связанная влага. Основным признаком этой влаги является ориентированное расположение ее молекул, которое может вызываться как воздействием ориентированных молекул прочно связанной воды, так и (в меньшей степени) воздействием обменных катионов (осмотическая вода). Образует вокруг почвенных частиц пленку, толщина которой может достигать десятков, сотен, а может быть, и тысяч диаметров молекул воды. Плотность не превышает плотности обычной жидкой воды. Внутренние слои обладают признаками, свойственными твердому телу. Способностью выделять теплоту смачивания не обладает. Содержание рыхло связанной воды приближенно может определяться по величине нерастворяющего объема при применении растворов низкой концентрации. Однако точное прямое определение содержания рыхло связанной воды пока, повидимому, еще не осуществимо. Передвигаться может от частицы к частице под влиянием сорбционных сил.

VI. Свободная влага. Характерным признаком является отсутствие ориентировки молекул около почвенных частиц, что не исключает возможности их ориентировки вокруг ионов, находящихся в растворе.

Свободная влага может находиться в почве в следующих состояниях:

А. Стыковая влага. Встречается по преимуществу в почвах крупно- и среднезернистых при величинах влажности ниже $НВ_{ст}$. Удерживается капиллярными силами.

Б. Сорбционно замкнутая свободная влага. Встречается в почвах и грунтах тонкозернистых в виде изолированных микроскоплений, разобщенных одно от другого перемычками связанной воды. Удерживается по преимуществу сорбционными силами.

В. Капиллярно подвешенная влага. Встречается при влажности выше НВ в слоистых почвах и грунтах разного механического состава, в слоях тонкопористых при подстилании их слоями крупнопористыми. Удерживается капиллярными силами.

Г. Гравитационная просачивающаяся влага. Встречается в почвах и грунтах любого механического состава при влажности выше НВ. Находится в состоянии нисходящего движения при преобладающем влиянии силы тяжести.

Д. Гравитационная подпертая влага. Встречается в почвах и грунтах любого механического состава при влажности выше НВ, при условии подстилания слоя с большей водопроницаемостью слоем с меньшей водопроницаемостью. Может встречаться в следующих формах:

а) стекающая; стекает по уклону над водонепроницаемым слоем при преобладающем влиянии силы тяжести;

б) застойная; неподвижная над вогнутым или горизонтальным водоупором; удерживается сопротивлением водоупорного слоя.

в) капиллярно-восходящая; передвигающаяся вверх, к поверхности расхода, под влиянием капиллярных сил.

Сопоставляя между собой три последние основные категории влаги (прочно связанную, рыхло связанную и свободную), следует подчеркнуть, что отчетливую границу, которая может быть установлена не только теоретически, но и определена экспериментально, можно провести лишь между прочно связанной и рыхло связанной водой.

Что касается пятой категории — воды рыхло связанной, то ее правильнее рассматривать как форму переходную между четвертой и шестой. Ее содержание может варьировать от равного почти нулю — в почвах легкого механического состава, а также в почвах тяжелых, но при высокой концентрации почвенного раствора, до величины, приближающейся к полной влагоемкости, в бесструктурных (оглеенных, перемятых) почвах тяжелого механического состава. Кроме того, содержание рыхло связанной воды может значительно изменяться во времени даже в одной и той

же почве, в зависимости от изменения влажности, концентрации почвенного раствора и т. д.

Переходное положение рыхло связанной воды обусловлено тем, что она соответствует тому интервалу влажности, в верхней части которого силы сорбционные оказываются соизмеримыми с силами капиллярными, в связи с чем ее поведение определяется совместным участием сил обеих этих категорий. В поровом пространстве почвы, где поперечник пор быстро меняется на самом малом протяжении, относительное значение этих сил вследствие этого также сильно варьирует в пространстве, причем в расширенных участках главная роль принадлежит капиллярным силам, а в суженных — сорбционным. Впрочем, капиллярные силы и в расширенных участках могут себя проявить лишь в том случае, если это расширение не вполне заполнено водой. В тех случаях, когда внутренность пор опоражнивается, а в почве остаются только стыковые скопления воды,— что в почвах тяжелого механического состава соответствует, по Долгову, влажности завядания,— несомненно, что и эти водяные манжеты состоят частично из прочно связанной, а частично из рыхло связанной воды.

Возможность совместного существования и проявления капиллярных и сорбционных сил обеспечивается наличием у почвы микроструктуры, что, в свою очередь, обеспечивает создание пор такого размера, при котором не весь их внутренний просвет заполняется рыхло связанной водой. При потере почвой микроструктуры, что может произойти в результате оглеения или насыщения ионом натрия или в результате механического воздействия, более крупные поры исчезают и все поровое пространство целиком заполняется связанной водой.

Предлагаемая нами классификация форм почвенной влаги изображена графически на рис. 101 и 102, из которых первый относится к почвам и грунтам песчаного механического состава (среднезернистым).

Схема построена, как можно видеть из рисунка, в общем подобно схеме Долгова. Колонки изображают собою порозность почвы, начинающуюся от нуля, т. е. от поверхности почвенных частиц, внизу и кончающуюся 100%, т. е. полной влагоемкостью, наверху. В горизонтальном направлении на колонке проведены линии, отвечающие величинам почвенно-гидрологических констант, наименования которых написаны справа.

Левая колонка относится к тому случаю, когда влага находится в почве в неподвижном состоянии. На этой колонке графически изображены области преобладающего влияния сил, благодаря которым влага удерживается в почве при статическом состоянии. Для данной группы почв и грунтов характерным является преобладание сопротивления водоупора и капиллярных сил почти во всем диапазоне влажности — от полной влагоемкости до почти нулевых величин. Лишь при самых малых величинах влажности, порядка 1% от полной влагоемкости, в удержании влаги существенным делается участие сорбционных сил и при еще меньших — адсорбционных.

Правая колонка изображает силы, при участии которых жидкая влага передвигается в почве при динамическом своем состоянии. Для данной группы почв и грунтов характерна резкая граница между подвижным и неподвижным состоянием влаги, соответствующая наименьшей влагоемкости. При влажности ниже этой последней величины свободная вода в почве остается лишь в форме стыковой, т. е. практически неподвижной. Выше этой границы вода легко передвигается в почве при совместном участии силы тяжести и капиллярных сил.

Какая часть влаги приходит в подвижное состояние, когда влажность почвы делается более высокой, нежели наименьшая влагоемкость?

Этот вопрос в общей форме мы уже рассматривали выше. Применительно к данному случаю можно, вероятно, безошибочно утверждать, что

вся влага, которая при влажности ниже наименьшей влагоемкости входит в состав манжет, т. е. является стыковой, почти целиком переходит в подвижное состояние, как только внутренность почвенных пор начнет заполняться водой, а манжеты вследствие этого начнут сливаться одна с другой. Безусловно неподвижной при этом остается лишь прочно связанная вода и, возможно, небольшая часть рыхло связанной, которые в совокупности в данной группе почв и грунтов занимают совершенно ничтожную

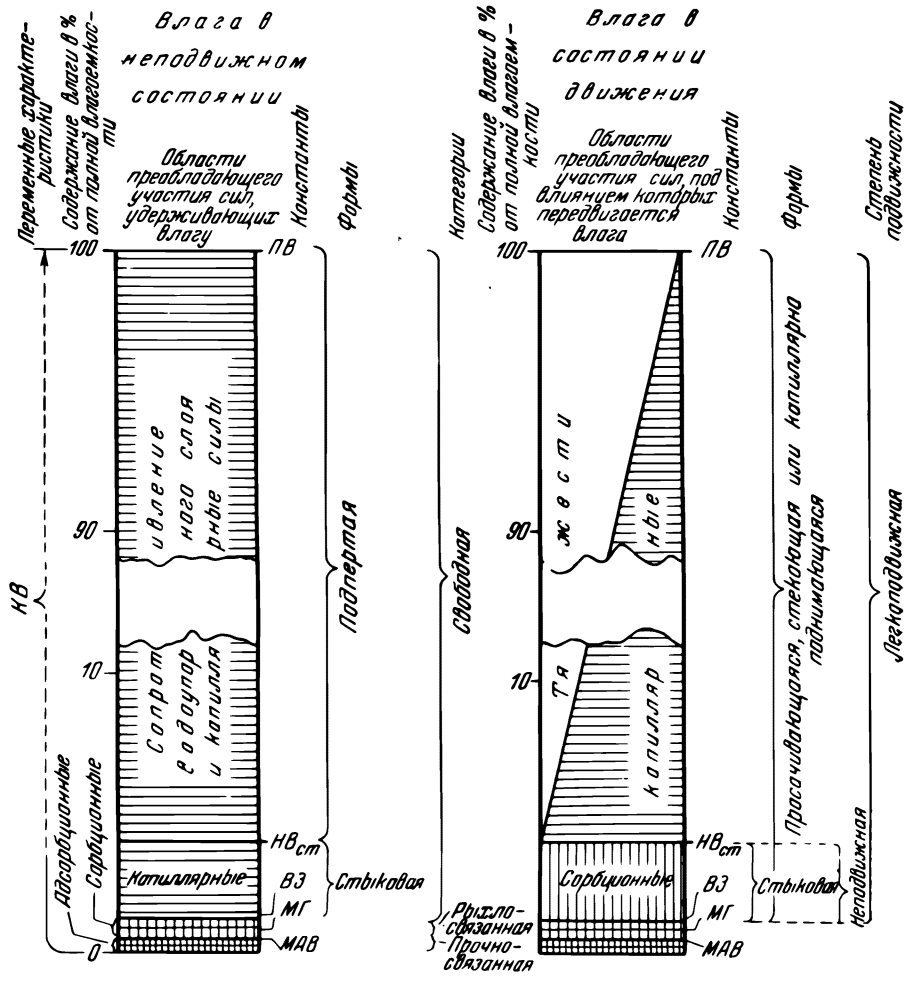


Рис. 101. Подразделение форм почвенной влаги. Почвы и грунты крупно- и среднезернистые.

долю почвенной порозности. В связи со всем выше сказанным нижние концы скобок, охватывающих легкоподвижную влагу, мы помещаем между максимальной гигроскопичностью и влажностью завядания, условно считая, что в этом интервале проходит граница рыхло связанной воды.

Рис. 102 относится к почвам и грунтам суглинистого механического состава. И в этом случае удержание влаги (левая колонка) в интервале от полной до наименьшей влагоемкости определяется капиллярными силами и сопротивлением водоупора. При величинах влажности более низких преобладающее значение в удержании влаги приобретают уже

силы сорбционные, в соответствии с тем механизмом удержания влаги при наименьшей влагоемкости, о котором мы говорили выше.

Остальное количество влаги до величины максимальной адсорбционной влагоемкости удерживается только сорбционными силами, а в интервале начиная от этой последней величины и ниже — адсорбционными силами.

Правая колонка изображает сочетание сил, участвующих в передвижении влаги. Как и в случае песчаных почв и грунтов, в интервале от

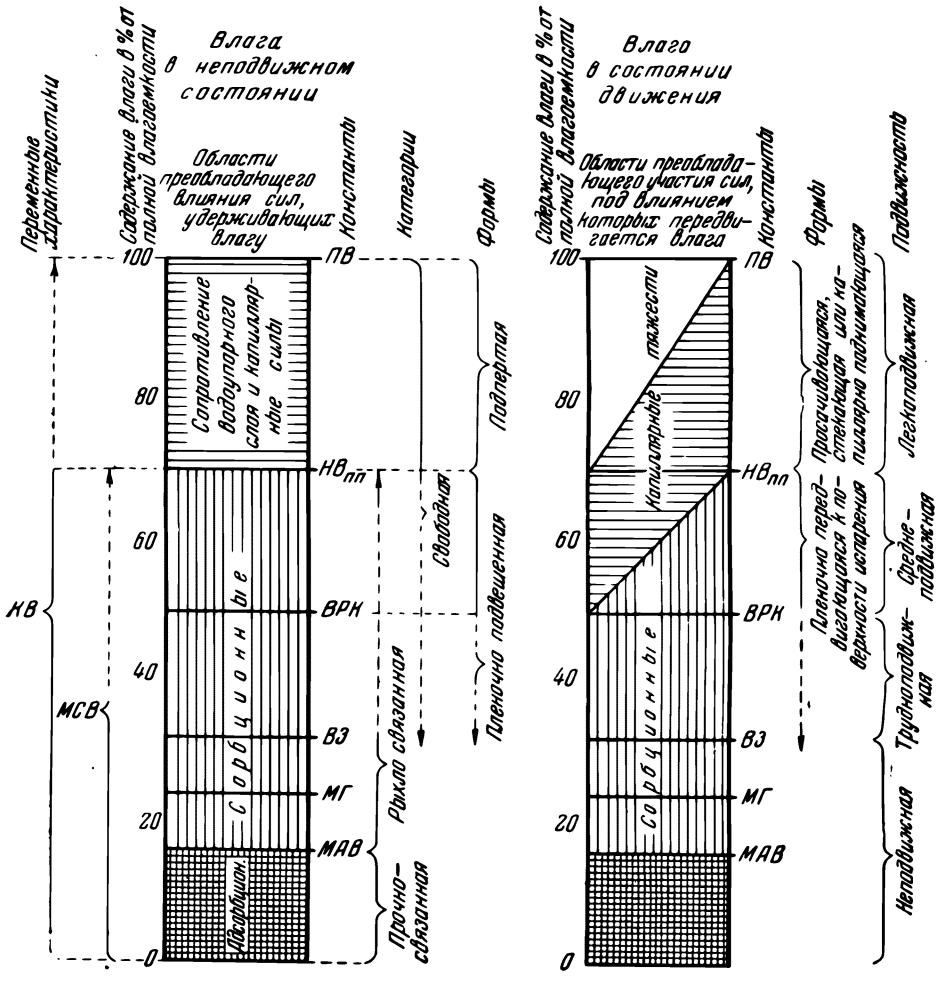


Рис. 102. Подразделение форм почвенной влаги. Почвы и грунты тонкозернистые.

полной влагоемкости до наименьшей влагоемкости передвижение влаги совершается под совместным влиянием силы тяжести и капиллярных сил.

Ниже величины наименьшей влагоемкости в передвижении влаги начинают принимать участи есорбционные силы, сочетающиеся с капиллярными. Однако в большинстве случаев первые преобладают над вторыми по величине. Нижней границей влажности, до которой может простираться влияние капиллярных сил, мы принимаем влажность разрыва капилляров, что следует, конечно, считать условным. В большинстве случаев эта граница проходит, вероятно, выше.

Мы изобразили на рисунке области существования трех основных категорий воды: прочно связанной, рыхло связанной и свободной. Граница

существования воды прочно связанной совпадает с величиной максимальной адсорбционной влагоемкости и может быть поэтому намечена вполне отчетливо. Что же касается двух других категорий воды — рыхло связанной и свободной, то верхняя граница первой и нижняя граница второй, как мы видели выше, не могут быть определены точно. Это мы и отразили на рисунке, изобразив соответствующие концы перекрывающих одна другую скобок пунктиром.

В области перекрытия, т. е. одновременного существования последних двух категорий воды, в почве появляется влага пленочно подвешенная, верхняя граница которой совпадает с величиной наименьшей влагоемкости, а нижняя не может быть определена точно, проходя, во всяком случае, не ниже влажности завядания или, более вероятно,— между этой величиной и наименьшей влагоемкостью.

При содержании влаги, превышающем наименьшую влагоемкость, в почве появляется гравитационная влага, просачивающаяся или подпертая, в последнем случае — стекающая или застойная. Верхняя граница этой категории совпадает с величиной полной влагоемкости. Нижняя же ее граница проходит и в этом случае не ниже влажности завядания, а скорее несколько выше.

Следующая серия скобок характеризует подвижность влаги. Влагу, находящуюся в интервале от влажности завядания и ниже, мы считаем неподвижной, исходя из ее недоступности для растений. Влагу в интервале между влажностью завядания и влажностью разрыва капилляров мы считаем трудноподвижной, исходя, с одной стороны, из того, что она все же доступна для растений, а с другой — что в процессе испарения она оказывается уже почти неподвижной. Влагу в интервале от влажности разрыва капилляров до наименьшей влагоемкости мы называем среднеподвижной — на основании того, что эта влага обладает заметной подвижностью при испарении.

При влажности выше наименьшей влагоемкости влага делается легкоподвижной.

Проводя границу подвижности влаги через влажность завядания, мы еще раз должны подчеркнуть условность этой границы. Возможно, что она лежит выше указанной величины, но, во всяком случае, не выше влажности разрыва капилляров.

Подвижностью почвенной влаги, в соответствии с тем, что мы говорили в главе VII, определяется и ее доступность для растений. Поэтому в наши схемы мы не вводим особо характеристики различных категорий влаги в отношении их доступности для растений, считая, что эта характеристика полностью совпадает с характеристикой по признаку подвижности, т. е. что трудноподвижная является труднодоступной, среднеподвижная — среднедоступной и т. д.

4. ВОДНЫЕ СВОЙСТВА НЕКОТОРЫХ ТИПОВ ПОЧВ

В настоящем разделе мы приведем несколько примеров важнейших водных свойств некоторых наиболее распространенных типов почв для того, чтобы, с одной стороны, показать, какими конкретными величинами характеризуются эти свойства, а с другой,— чтобы составить себе представление о том, в какой связи находятся водные свойства с процессом почвообразования.

В таблицах 136—141 мы даем характеристику водных свойств по профилям почв различного типа, а на рис. 103—108 изображаем эти свойства в графическом виде. В таблицах водные свойства выражены как в процентах от веса почвы, так и в процентах от ее объема. На рисунках изме-

нение тех же величин изображено в процентах от общего объема почвы, а также дан механический состав, подобно тому, как это было предложено Качинским (1947). Кроме того, в табл. 142 мы приводим некоторые наиболее важные данные о форме запасов влаги различных категорий, выражая их в миллиметрах водного слоя.

При подборе этих материалов мы испытали большие затруднения вследствие того, что в литературе полных глубоких профилей с изучением всех главнейших водных свойств имеется очень мало. В большинстве случаев либо профили оказываются недостаточной мощности (1 м или даже менее), либо же данные приводятся отрывочные, вследствие чего представление о водных свойствах получается неполное. Для мало-мальски полной характеристики почвы в отношении водных свойств мы считаем необходимым иметь величины: МГ, ВЗ, НВ и ПВ. Желательно также иметь величину ВРК, но этих данных в литературе пока почти нет.

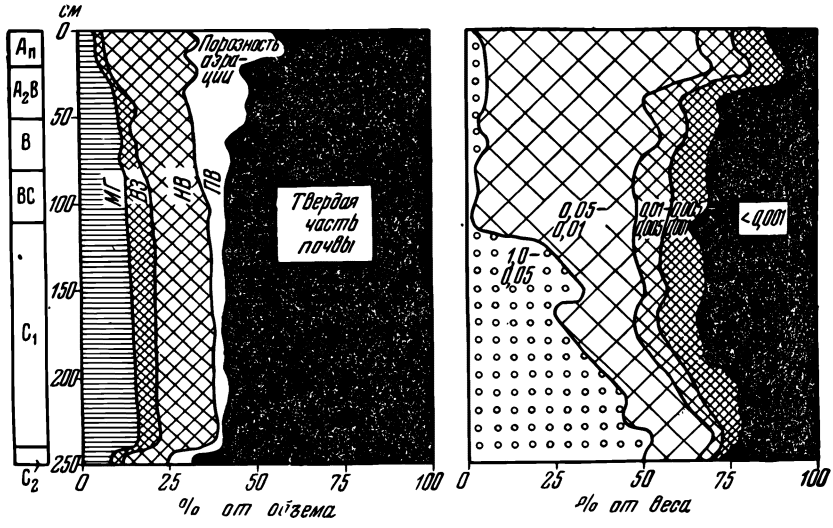


Рис. 103. Водные свойства и механический состав дерново-среднеподзолистой почвы, развитой на тяжелом покровном суглинке, подстилаемом на глубине 240 см валунным суглинком (по Васильеву)

В силу указанных трудностей мы приводим данные лишь для очень небольшого числа профилей.

Наш обзор водных свойств почв различных типов мы начнем с почв подзолистого типа.

Рис. 103 относится к пахотной дерново-подзолистой почве, развитой на тяжелом покровном суглинке, подстилаемом на глубине 240 см валунным песчанистым суглинком. Те же данные в цифровом виде даны в табл. 136.

Подстилающая порода, довольно грубого механического состава (о чем можно судить по довольно низкой величине МГ, равной 3,72 — см. табл. 136), отличается очень низкой величиной общей порозности, не достигающей 30%. Эта черта, возможно, вообще характерна для моренных отложений, образование которых сопровождалось перемятием грунтовых масс, а иногда и последующим оглеением.

Материнская порода — тяжелый пылеватый покровный суглинок — отличается очень большой однородностью как по водным свойствам, так и по механическому составу, в пределах толщи от 100 до 240 см. Общая порозность колеблется в пределах 40—41% от объема, НВ — в пределах

37—38%, ВЗ — в пределах 20—21% и МГ — в пределах 13—15%, слегка возрастая книзу.

Почти половина всей влаги, содержащейся в породе при влажности, равной НВ, доступна для растения. Характерной чертой является очень низкая порозность аэрации, которая колеблется в пределах 2—4% от объема почвы.

В пределах собственно почвенного слоя (от 0 до 100 см) водные свойства резко изменяются по сравнению с породой.

Общая порозность в пахотном горизонте достигает почти 60%. При переходе в подпахотный горизонт она резко падает до 46% и далее книзу постепенно убывает. Величина НВ в верхнем полуметре варьирует в пределах 30—35%, книзу медленно возрастая до 37%. МГ и ВЗ имеют резко пониженное значение в пределах пахотного слоя и верхней половины горизонта A_2B, вследствие столь же резко пониженного содержания илистой фракции, обусловленного процессом оподзоливания. Ниже эти две

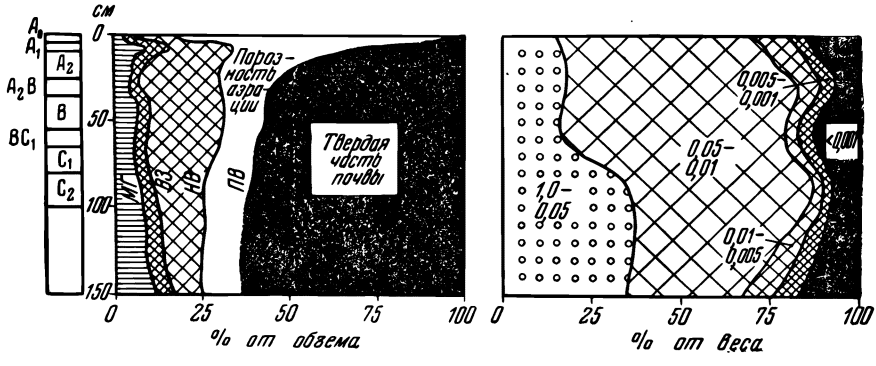


Рис. 104. Водные свойства и механический состав дерново-среднеподзолистой почвы, развитой на легком покровном суглинке, подстилаемом тяжелым песчанистым суглинком (по Васильеву)

величины постепенно нарастают. В соответствии с таким изменением величин НВ, с одной стороны, и МГ и ВЗ — с другой, содержание доступной влаги при влажности, равной НВ, в верхнем полуметре достигает 20—25% от объема, составляя гораздо более половины общего содержания влаги при этой влажности. Весьма велика в верхней части почвенного профиля и порозность аэрации, которая достигает 25% объема почвы, постепенно снижаясь книзу.

Из всего сказанного видно, что почвообразовательный процесс в данном случае очень сильно изменил водные свойства первоначальной породы в процессе превращения ее в почву. Значительно увеличилась общая порозность и порозность аэрации. Снизилось содержание недоступной влаги. Первое из этих следствий несомненно весьма благоприятно с точки зрения плодородия почвы. Едва ли можно сомневаться в том, что это изменение является результатом многолетнего воздействия на материнскую породу древесных корневых систем, в частности — глубокой корневой системы дуба, который и поныне занимает существенное место в составе древостоев на участках, окружающих ту пашню, на которой был заложен рассмотренный разрез. Можно, исходя из рис. 103, высказать предположение, что заметное влияние корневых систем простиралось до глубины около 1 м или немного больше — именно до этой глубины наблюдается отчетливое увеличение порозности аэрации.

Что касается второго существенного следствия процесса почвообразования — уменьшения содержания недоступной влаги,— то само по

себе оно тоже благоприятно, так как влечет за собой увеличение запаса доступной влаги. Однако причина, лежащая в основе этого изменения,— разрушение илистой фракции, слабо компенсированное в данном случае накоплением гумуса, благоприятным явлением считаться не может.

Рассмотрим теперь другой профиль подзолистой почвы, отличающейся значительно более легким механическим составом.

На рис. 104 представлены водные свойства и механический состав подзолистой лесной почвы, развитой на легком покровном суглинке, который на глубине около 80 см подстилается более тяжелым песчанистым суглинком — дериватом морены. В табл. 137 приводятся соответствующие данные в цифровом виде.

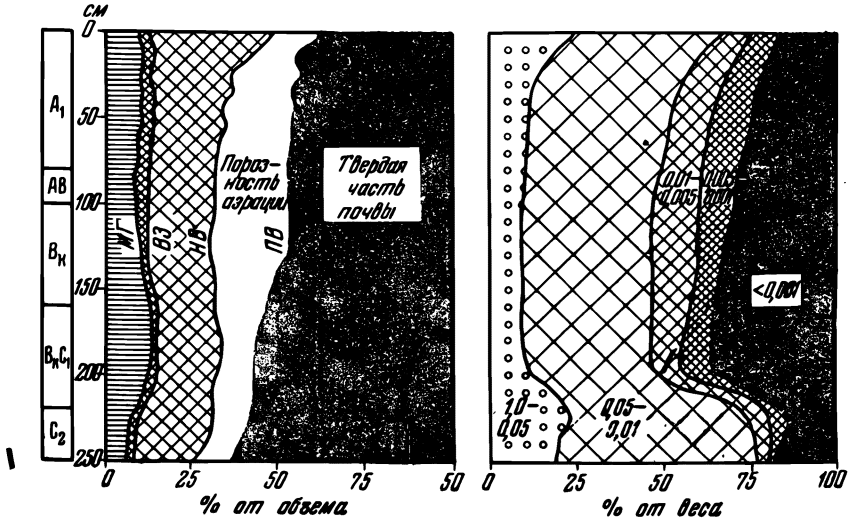


Рис. 105. Водные свойства и механический состав мощного тучного суглинистого чернозема, развитого на тяжелом лессовидном суглинке, подстилаемом с 220 см средним лессовидным суглинком (по данным Афанасьевой и Большакова)

Общая картина изменения водных свойств по профилю — та же, что и в предыдущем случае. Существенная разница заключается в том, что степень изменения этих свойств в верхней части профиля (особенно увеличение общей порозности и порозности аэрации) гораздо больше, но глубина распространения этих изменений — значительно меньше. Эту разницу можно объяснить тем, что в этом случае господствующей древесной породой является ель, обладающая очень неглубокой корневой системой, которая вследствие этого изменяет водные свойства на небольшую глубину. Достойно быть отмеченным еще одно обстоятельство. Величина НВ сверху вниз в общем убывает, делаясь с 80 см практически постоянной. В то же время величина МГ, отражающая содержание илистой фракции, книзу в общем возрастает, особенно начиная с глубины 80 см. Это служит иллюстрацией к тому, о чем мы уже говорили выше, а именно, что величина НВ зависит от сложения почвы в большей мере, нежели от ее механического состава.

Переходим к почвам черноземного типа.

На рис. 105 изображено изменение водных свойств по профилю мощного тучного целинного чернозема, развитого на лессовидном суглинке, который с глубины 220 см подстилается тоже лессовидным суглинком, но более легкого механического состава. В табл. 138 приводятся цифровые данные, относящиеся к этому разрезу.

Таблица 136

Водные свойства дерново-средкеподзолистой пахотной почвы, развитой на тяжелом покровном суглинке, подстилаемом на 240 см песчанистым валунным суглинком

(данные Васильева)

Горизонт	Глубина взятия образца в см	УВ	ОВ в г/см³	В % от веса почвы				В % от объема почвы			
				МГ	ВЗ	НВ	ПВ	МГ	ВЗ	НВ	П(ПВ)
$A_п$	0—5	2,64	1,16	4,14	5,64	27,6	48,4	4,8	6,6	32	56,1
	5—10	2,63	1,23	4,03	5,75	27,4	43,3	4,9	7,1	34	53,2
	10—20	2,62	1,21	4,03	5,98	24,4	44,4	5,0	7,3	30	53,8
A_2B	20—25	2,68	1,45	4,33	5,78	23,2	31,7	6,3	8,4	34	45,9
	25—30	2,69	1,44	5,52	6,83	22,6	32,3	7,9	9,8	33	46,5
	30—40	2,69	1,38	7,06	9,49	21,7	35,3	9,8	13,1	30	48,7
	40—50	2,72	1,43	7,46	10,52	21,5	33,2	10,7	16,5	31	47,4
	50—60	2,72	1,45	8,15	10,01	21,9	32,2	11,8	14,5	32	46,7
B	60—70	2,68	1,54	8,04	10,53	21,8	27,9	12,4	16,2	33	42,8
	70—80	2,71	1,53	7,55	11,19	21,7	28,5	11,5	17,1	33	43,5
	80—90	2,67	1,55	8,55	12,25	21,8	27,1	13,3	19,0	34	42,0
	90—100	2,70	1,58	8,31	12,72	22,0	26,3	13,1	20,1	35	41,6
BC	100—110	2,69	1,59			23,0	25,7	13,2	20,4	37	40,9
	110—120	2,69	1,58	8,26	13,20	23,1	26,2	13,0	20,8	36	41,3
	120—130	2,70	1,59			23,0	25,9	13,4	21,3	37	41,2
C_1	130—140	2,72	1,61	8,60	13,55	23,0	25,9	13,8	21,8	37	40,8
	140—150	2,72	1,59			23,1	26,2	14,3	21,5	37	41,6
	150—160	2,73	1,60	9,24	13,30	23,0	26,0	14,8	21,2	37	41,5
	160—170	2,68	1,60			23,2	25,3	14,5	21,3	37	40,3
	170—180	2,70	1,62	8,84	13,25	23,3	24,8	14,3	21,4	38	40,0
	180—190	2,71	1,60			23,2	25,7	14,7	21,3	37	41,0
	190—200	2,69	1,66	9,39	13,23	23,2	25,0	15,1	21,3	37	40,2
	200—210	2,73	1,60			23,4	25,9	15,2	21,0	37	41,4
	210—220	2,70	1,58	9,77	13,21	23,4	26,3	15,4	20,8	37	41,5
	220—230	2,68	1,62			23,4	24,5	15,5	21,5	38	39,6
	230—240	2,70	1,61	9,71	13,76	23,4	25,1	15,6	22,1	38	40,3
C_2	240—250	2,72	1,86	4,25		15,5	17,0	7,9		29	31,7
	270—280	2,67	1,93	3,72	5,12	13,5	14,4	7,2	9,9	26	27,6

В этом профиле прежде всего бросается в глаза высокая общая порозность, которая в верхней части профиля превышает 60% и почти до глубины 150 см остается выше 50%. До этой же глубины весьма велика и порозность аэрации, колеблющаяся около 20% от объема почвы и лишь ниже 150 см падающая до 10%. Величины МГ и ВЗ изменяются по профилю сравнительно мало, исключая подстилающую породу, где они, вследствие более легкого механического состава, значительно уменьшаются.

Высокая величина общей порозности и порозности аэрации обязана своим происхождением, несомненно, значительной структурности чернозема. При этом, если в пределах гумусового горизонта (до глубины 80 см)

Таблица 137

Водные свойства дерново-среднеподзолистой лесной почвы, развитой на легком покровном пылеватом суглинке, подстилаемом с 85 см более тяжелыми песчанистыми суглинками

(по данным Васильева, 1950)

Горизонт	Глубина взятия образца в см	УВ	ОВ в г/см³	В % от веса почвы				В % от объема почвы			
				МГ	ВЗ	НВ	ПВ	МГ	ВЗ	НВ	П(ПВ)
A_0	0—4	1,87	0,09	35,4	64,0	194,0	1056,0	3,1	5,8	17	95,2
A_1'	4—9	2,53	0,68	12,55		50,3	108,0	8,5	16,0	34	73,1
A_1''	9—16	2,62	1,06	5,76	10,8	30,8	56,3	6,1	11,5	33	59,6
A_2	16—25	2,67	1,34	3,95	6,1	22,6	37,2	5,3	8,2	30	49,8
A_2B	25—35	2,68	1,44	3,38		21,2	31,5	4,4	6,8	30	45,3
B	35—45	2,70	1,54	4,41	6,8	20,4	27,9	6,8	10,5	31	43,0
BC_1	45—55	2,74	1,57	3,88		19,8	27,2	6,1	9,5	31	42,7
	55—65	2,74	1,61	3,46		18,8	25,6	5,6	8,7	30	41,3
C_1	65—75	2,74	1,63	3,20		17,2	24,8	5,2	8,1	28	40,5
C_2	85—95	2,75	1,67	4,22		14,9	23,5	7,0	10,8	25	39,3
	100—110	2,74	1,73	4,78		15,0	21,3	8,3	12,9	26	36,8
	120—130	2,70	1,72	4,94		14,6	21,1	8,5	13,2	25	36,3
	140—150	2,70	1,73	6,07		14,1	21,0	10,5	16,3	24	36,0
C_3	200—210	2,75	1,76	7,60				13,4			36,0
	240—250	2,75	1,79	8,35				14,9			35,0

хорошо развита макроструктура, то в горизонте $B_к$ (80—160 см), т. е. в горизонте максимального накопления карбонатов, высокая порозность обязана своим происхождением уже микроструктуре.

Таким образом, и здесь, в черноземе, значительное изменение водных свойств связано с влиянием корневых систем, создающих структуру и непосредственно повышающих порозность.

Переходим к рис. 106, на котором изображено изменение водных свойств по профилю южного солонцеватого глинистого чернозема, развитого на легкой покровной глине и находящегося под 45-летним дубовым насаждением. Пунктиром на этом рисунке нанесены данные, относящиеся к такому же черноземy, но пахотному. Цифровой материал, относящийся к последнему профилю, приводится в табл. 139.

При первом же взгляде на рис. 106 бросаются в глаза два факта. Первый — это низкое содержание доступной влаги, которое варьирует в пределах 13—15% от объема почвы. Сравнивая этот профиль с профилем мощного чернозема (рис. 105), мы видим, что такое резкое снижение содержания доступной влаги вызвано значительным повышением величин МГ и ВЗ, причиной чего, несомненно, является более тяжелый механический состав, а также, возможно, некоторая солонцеватость. В то же время величина НВ в разрезах обоих черноземов примерно одинакова, колеблясь в пределах 30—35% от объема почвы. Существенная разница наблюдается только в самой верхней части гумусового горизонта: в мощном тучном черноземе НВ значительно выше.

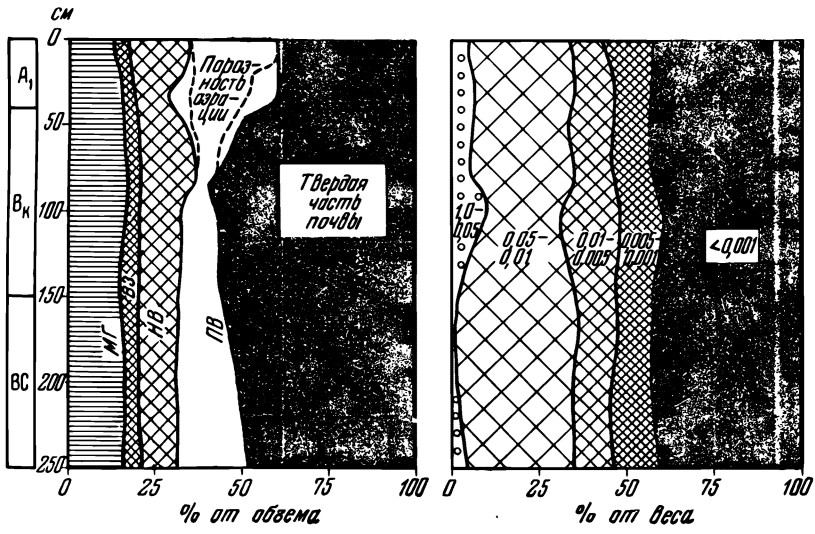


Рис. 106. Водные свойства и механический состав южного солонцеватого чернозема, развитого на легкой покровной глине (по данным Афанасьевой)

Таблица 178

Водные свойства мощного тучного целинного чернозема, развитого на лессовидном суглинке, подстилаемом на глубине 220 см более легким суглинком

(по данным Большакова, 1950)

Горизонт	Глубина взятия образца в см	УВ	ОВ в г/см³	В % от веса почвы				В % от объема почвы			
				МГ	ВЗ	НВ	ПВ	МГ	ВЗ	НВ	П(ПВ)
A_1	0—10	2,50	0,97	10,6	14,2	48,0	63	10,3	13,8	47	61
	10—20	2,55	1,16	9,8	13,1	35,5	47	11,4	15,2	41	55
	20—30	2,56	1,11	9,3	11,6	32,6	51	10,3	12,9	36	57
	30—40	2,57	1,18	9,3	12,2	31,4	46	11,0	14,4	37	54
	40—50	2,57	1,16	9,2	12,3	29,5	47	10,7	14,3	34	55
	50—60	2,63	1,21	8,9	11,7	29,3	45	10,8	14,2	35	54
	60—70	2,62	1,21	7,9	11,1	27,7	45	9,6	13,4	33	54
	70—80	2,62	1,24	8,0	10,7	26,3	43	9,9	13,3	33	53
AB	80—90	2,61	1,22	7,9	10,2	26,0	43	8,6	12,4	32	53
AB	90—100	2,65	1,25	7,5	10,4	25,6	42	9,4	13,0	32	53
$B_к$	100—110	2,68	1,26	7,4	9,5	25,6	42	9,3	12,0	32	53
	120—130	2,70	1,26	8,3	—	23,9	42	10.5	12,5	30	53
	140—150	2,70	1,37	8,8	9,6	23,3	36	12,0	13,1	32	49
BC	160—170	2,70	1,46	9,4	10,7	22,1	31	13,7	15,6	32	46
	180—190	2,70	1,53	9,1	9,4	22,5	28	13,9	14,4	34	43
	200—210	2,70	1,54	7,7	9,2	20,3	28	11,8	14,2	33	43
C	220—230	2,70	1,56	5,1	6,3	19,9	27	8,0	9,8	31	42
	240—250	2,70	1,67	4,7	5,0	16,1	23	6,7	8,3	27	38

Таблица 139

Водные свойства южного глинистого солонцеватого пахотного чернозема, развитого на тяжелом покровном суглинке

Горизонт	Глубина взятия образца в см	УВ	ОВ в г/см³	В % от веса почвы				В % от объема почвы			
				МГ	ВЗ	НВ	ПВ	МГ	ВЗ	НВ	П(ПВ)
A_1	0—10	2,63	1,00	12,6	16,4	33	63	12,6	16,4	33	62
	10—20	2,65	1,09	12,3	16,0	32	47	13,4	17,4	37	54
	20—30	2,67	1,27	11,4	14,8	29	40	14,5	18,8	37	52
	30—40	2,71	1,32	11,5	15,0	26	38	15,2	19,8	35	51
$B_к$	40—50	2,72	1,45	10,8	14,0	24	31	15,7	20,3	35	46
	50—60	2,73	1,53	10,0	13,0	24	27	16,5	19,9	37	43
	70—80	2,76	1,58	10,0	13,0	22	26	15,8	20,5	35	42
	90—100	2,77	1,66	10,0	13,0	21	23	16,6	21,6	35	39
BC	140—150	2,72	1,54	10,0	13,0	21	28	15,4	20,0	33	43
	190—200	2,79	1,54	10,4	13,5	22	27	16,0	20,8	35	43
C	200—250	2,78	1,50	10,6	13,8	22	31	15,9	20,7	33	46

Примечание. Влажность завядания принята равной 1,3 МГ.

Вторая особенность, бросающаяся в глаза,— это сближение величин НВ и ПВ в профиле южного чернозема во втором полуметре, наиболее резко выраженное на глубине 80—90 см. На этой же глубине объемный вес достигает наибольшей величины. При этом механический состав по профилю почвы почти не изменяется. Причину этих явлений следует искать, вероятно, в солонцеватости чернозема, которая на указанной глубине достигает своей наибольшей степени. Появление обменного натрия способствует разрушению микроструктуры и, вследствие этого, уплотнению почвенной массы. Общая порозность уменьшается, величины ВЗ и МГ (отнесенные к объему) возрастают, а величина НВ остается постоянной, вследствие чего порозность аэрации падает и одновременно уменьшается содержание доступной влаги.

В гумусовом горизонте чернозема пахотного порозность аэрации довольно низка (рис. 106, пунктир), в то время как под лесом она значительно выше. Из этого можно заключить, что 45-летнее произрастание дубового насаждения значительно повысило порозность аэрации, причем это повышение охватывает 70—80-сантиметровую толщу.

Переходим к рис. 107, который относится к типичному богарному суглинистому серозему (Большаков, 1950). Здесь мы находим очень простую картину. В соответствии со слабой расчлененностью профиля на горизонты, водные свойства почвы изменяются по профилю очень мало. Несколько более заметные колебания величины МГ всецело зависят от варьирования механического состава. Порозность аэрации очень высока, что объясняется хорошо выраженной микроструктурой и относительно легким механическим составом.

Цифровые данные, относящиеся к этому разрезу, представлены в табл. 140.

На рис. 108 изображены водные свойства глубокостолбчатого солонца (Малянов, 1940), а в табл. 134 приводятся цифровые данные, относящиеся к этому же профилю.

Надсолонцовый горизонт характеризуется пониженными величинами МГ и ВЗ, что, очевидно, связано с его более легким механическим составом. Запас доступной влаги превышает в этом горизонте половину общего запаса при влажности, равной НВ. Порозность аэрации невелика. В солонцовом горизонте мы находим уменьшение запаса доступной влаги

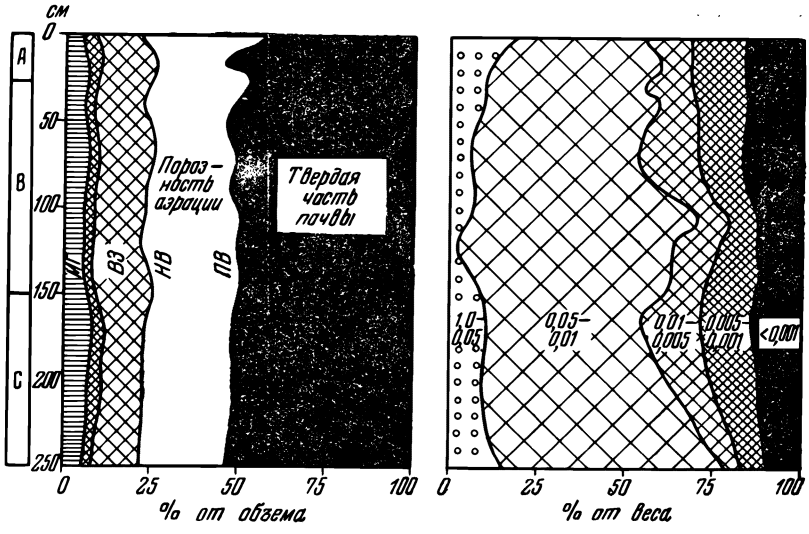


Рис. 107. Водные свойства и механический состав типичного богарного серозема (по данным Большакова)

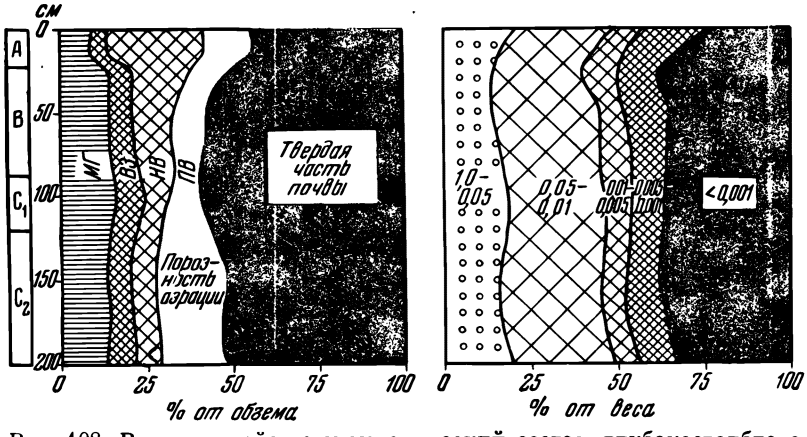


Рис. 108. Водные свойства и механический состав глубокостолбчатого солонца (по данным Малянова)

и одновременное уменьшение общей порозности и порозности аэрации — явления, с которыми мы уже знакомились на примере южного солонцеватого чернозема. Их причина и здесь лежит в солонцеватости почвы и, вследствие этого, в ее уплотнении. Ниже, в подсолонцовом горизонте, эти явления ослабевают, общая порозность и порозность аэрации увеличиваются. Содержание доступной влаги, однако, остается небольшим вследствие относительно тяжелого механического состава.

В заключение рассмотрим табл. 142, в которой приводятся запасы некоторых категорий влаги для всех рассмотренных профилей почв, выраженные в миллиметрах водного слоя, для слоев почвы 0 — 50,

Таблица 140

Водные свойства богарного суглинистого типичного серозема, развитого на лессовидном суглинке

[по данным Большакова и Кочериной, (Большаков, 1950)]

Горизонт	Глубина взятия образца в см	УВ	ОВ в г/см³	В % от веса почвы				В % от объема почвы			
				МГ	ВЗ	НВ	ПВ	МГ	ВЗ	НВ	П(ПВ)
A_1	0—4	2,65	1,16	4,75	7,34	18,6	48,5	5,5	8,6	21,5	56
	10—14	2,67	1,40	4,74	7,74	18,6	34,0	6,6	10,8	26,0	48
	14—18	2,65	1,45	4,90	—	18,6	31,2	7,1	—	26,8	45
	17—21	2,65	1,45	5,09	7,01	18,6	35,1	7,4	10,2	26,8	51
B	26—30	2,65	1,30	4,93	6,83	18,6	40,3	6,4	8,8	24,2	52
	36—40	2,66	1,26	4,81	6,81	17,8	39,1	6,0	8,6	22,4	49
	46—50	2,67	1,35	4,86	6,38	17,9	34,1	6,6	8,6	24,2	46
	66—70	2,67	1,44	5,25	7,33	18,1	34,0	7,6	10,6	26,0	49
	86—90	2,67	1,36	4,77	6,17	16,7	34,7	6,5	8,4	23,8	47
	100—104	2,69	1,41	4,24	6,17	16,6	35,8	6,0	8,7	23,6	51
	116—120	2,68	1,33	4,77	6,08	16,5	37,0	6,3	8,1	22,0	49
	140—144	2,67	1,36	4,81	6,08	18,7	37,7	6,5	8,2	25,4	51
C	156—160	2,68	1,33	5,91	8,11	18,6	36,7	7,9	10,8	24,8	49
	200—204	2,68	1,37	5,18	8,11	16,3	35,6	7,1	10,2	22,2	49
	250—254	2,70	1,37	3,93	5,14	—	34,3	5,4	7,0	22,2	47

Таблица 141

Водные свойства пахотного глубокостолбчатого тяжелосуглинистого солонца, развитого на покровном суглинке

(по данным Малянова, 1940)

Горизонт	Глубина взятия образца в см	УВ	ОВ в г/см³	В % от веса почвы				В % от объема почвы			
				МГ	ВЗ	НВ	ПВ	МГ	ВЗ	НВ	П(ПВ)
A_1	0—8	2,67	1,17	7,59	11,4	35,8	48,0	8,9	13,3	42	56,2
	12—17	2,68	1,17	7,56	11,3	35,8	48,2	8,8	13,2	42	56,4
B_1	25—30	2,67	1,40	10,20	15,3	26,7	34,0	14,3	21,4	37	47,6
B_2	40—45	2,71	1,53	9,16	13,7	23,2	28,5	14,0	21,0	35	43,6
B_3	60—65	2,73	1,53	9,36	14,0	21,6	27,9	14,5	21,7	33	43,2
	75—80	2,74	1,59	9,46	14,2	21,6	26,4	15,0	22,4	34	41,9
C_1	95—100	2,74	1,66	9,98	15,0	19,5	24,8	16,6	24,9	32	41,1
	120—125	2,72	1,51	9,64	14,5	20,0	29,4	14,5	21,9	30	44,5
	145—150	2,76	1,41	9,59	14,4	20,0	34,7	13,6	20,4	28	48,9
	170—175	2,75	1,44	9,95	14,9	20,0	33,1	14,3	21,4	29	47,7
	195—200	2,73	1,44	9,62	14,4	20,0	32,8	13,8	20,7	29	47,3

Запасы влаги некоторых категорий в

(в мм вод

Почва	Запас влаги, соответствующий ВЗ, в слое:				
	0—50	50—100	0—100	100—200	0—200
Дерново-среднеподзолистая пахотная на тяжелом покровном суглинке . .	49	87	136	212	348
Дерново-среднеподзолистая лесная на легком покровном суглинке, подстилаемом с 80 см более тяжелым суглинком	48	47	95	184	279
Мощный тучный целинный чернозем на тяжелом лессовидном суглинке, подстилаемом легким лессовидным суглинком	71	66	137	136	273
Южный пахотный солонцеватый чернозем на легкой покровной глине	93	103	196	204	400
Типичный пахотный серозем на среднем лессовидном суглинке	47	47	94	94	188
Глубокостолбчатый пахотный солонец на тяжелом лессовидном суглинке	90	112	202	216	418

* Запас, отвечающий «диапазону активной влаги», по Качинскому.

50—100, 100—200 и 0—200 см. Рассматривая эту таблицу, мы можем констатировать следующее.

Четыре разреза — подзолистая почва на тяжелом суглинке, оба черноземных профиля и солонец в пределах 2-метровой толщи, обладают близкими величинами запасов влаги, соответствующих НВ, которые варьируют от 650 до 695 мм. То же самое наблюдается и в отношении запасов влаги той же категории и в 1-м метре: они варьируют в пределах 320—370 мм, опускаясь лишь в столбчатом солонце, вследствие более легкого механического состава его, до 292 мм.

Здесь уместно будет указать, что, по данным Процерова (1948), все почвы суглинистого механического состава, почти независимо от их типа, обладают очень близкими величинами НВ, как это можно видеть из табл. 143, в которой приводятся средние величины НВ для различных почв.

Эти запасы варьируют в пределах 285—339 мм, будучи несколько более высокими у черноземов вследствие присущей им хорошей структуры и более высокого содержания гумуса. Тот факт, что наибольшим запасом характеризуются черноземы предкавказские, может быть поставлен в связь с присущей им большой мощностью гумусового горизонта.

Возвратимся к табл. 142. Другие два разреза — дерново-подзолистая почва на легком суглинке и серозем, отличающиеся от рассмотренных

Таблица 142

различных слоях нескольких почв

ного слоя)

Запас влаги, соответствующий НВ, в слое:					Наибольший запас доступной влаги при влажности, равной НВ*, в слое:				
0—50	50—100	0—100	100—200	0—200	0—50	50—100	0—100	100—200	0—200
158	167	325	370	695	109	80	189	158	347
150	111	261	250	511	102	64	166	66	232
195	165	360	320	680	124	99	223	184	407
177	178	355	340	695	84	75	159	136	295
119	123	242	235	477	72	76	148	141	289
193	167	360	292	652	103	55	158	76	234

Таблица 143

Средние запасы влаги (в мм водного слоя) в верхнем метре различных почв, соответствующие величине НВ

(по данным Процерова, 1948)

Почва	Запас влаги в мм	Среднее квадратическое отклонение	Средняя арифметическая ошибка	Точность опыта в %	Число наблюдений (станций)
Оподзоленные супеси	136	17	4,0	8,2	21
Подзолистые суглинистые	285	33	4,4	1,4	30
Серые лесные	297	25	8,3	2,8	9
Черноземы оподзоленные	320	29	5,2	1,6	27
Черноземы обыкновенные	315	33	6,0	1,9	30
Черноземы тучные и мощные . . .	339	20	6,7	2,0	10
Черноземы южные	310	22	9,0	2,9	7
Каштановые почвы	304	27	6,0	2,0	22
Черноземы предкавказские	353	30	8,0	2,3	14

четырех разрезов более легким механическим составом, обладают как в 1-м метре, так и во 2-м более низкими величинами запаса влаги при влажности, равной НВ.

Переходя теперь к запасам влаги, соответствующим величине ВЗ, мы видим прежде всего, что по этим величинам приведенные в табл. 142 профиля отличаются чрезвычайно резко. Если в 2-метровой толще серозема этот запас равен 188 мм, то в такой же толще южного легкоглинистого чернозема он равен 600 мм. Решающее влияние механического состава в этом отношении совершенно очевидно.

Далее отметим, что во всех почвах, кроме подзолистых, запасы, соответствующие ВЗ, в 1-м и 2-м метрах одинаковы — разница между ними не превышает возможной ошибки определения. Равным образом, очень невелика разница этих запасов между 1-м и 2-м полуметрами верхнего метра. Эти два факта свидетельствуют о том, что содержание гумуса оказывает лишь очень небольшое влияние на величину ВЗ. В подзолистой почве на тяжелом покровном суглинке запасы влаги, соответствующие ВЗ, в первых двух полуметровых слоях и в обоих метровых слоях отличаются очень сильно, что зависит опять-таки от влияния механического состава, который в верхней части почвенного профиля значительно легче вследствие оподзоливания.

Обращаясь к последней серии величин, приведенных в табл. 142 и отражающих наибольший запас доступной для растений влаги, который может содержаться в почве при влажности, равной НВ, т. е. запас, соответствующий «диапазону активной влаги», по выражению Качинского (1947), мы видим следующее.

Наименьшей величиной запаса в 2-метровой толще и во всех отдельных слоях отличается южный чернозем. Очень низкими величинами запаса во 2-м метре характеризуются также глубокостолбчатый солонец и порода, подстилающая подзолистую почву на легком суглинке. Наибольшую величину запаса находим у мощного тучного чернозема.

Эти факты указывают на то, что наибольшая величина запаса доступной для растений влаги зависит от двух факторов. Главным из них является механический состав. В прямой зависимости от содержания илистой фракции находится величина ВЗ, а следовательно, и соответствующий ей запас недоступной для растений влаги. Что же касается величины НВ, то она, как мы уже знаем из главы VI, начиная с почв, обладающих некоторым средним, по степени тяжести, механическим составом, от последнего зависит мало, определяясь главным образом сложением почвы. Последнее и является вторым фактором, определяющим наибольшую величину запаса доступной для растений влаги. Именно относительно рыхлое сложение мощного тучного чернозема и обусловило наибольшую величину запаса в нем доступной влаги.

Из сказанного вытекает существенный практический вывод. Совершенно естественно, что низкая величина наибольшего запаса влаги, доступной для растений, является обстоятельством, неблагоприятным для произрастания растений, будь то сельскохозяйственные культуры или древесные насаждения. Поэтому мы должны стремиться увеличить этот запас. Поскольку он представляет собой разность между запасами, соответствующими НВ и ВЗ, мы должны либо увеличить первый, либо уменьшить второй. Величина ВЗ, как мы уже видели, зависит от механического состава; поэтому понижение этой величины — дело технически очень трудное. Этим путем можно идти лишь в очень редких случаях, применяя, скажем, пескование глинистых почв. В ином положении находится величина НВ. Мы только что напоминали о том, что в суглинистых почвах эта величина в широких размерах зависит от сложения почвы. Чем оно более рыхлое, тем больше величина НВ, тем больше будет и величина

наибольшего запаса доступной влаги. Сложение же почвы является выражением ее структурности. Поэтому оструктуривание почвы представляет собой единственный, по сути дела, метод повышения величины НВ, а следовательно, и наибольшего запаса доступной для растений влаги в почве. В связи с этим такие агротехнические приемы, как правильная и глубокая пахота, посев многолетних трав (особенно с глубокой корневой системой), а в необходимых случаях — и известкование — являются наиболее эффективными приемами для повышения величины НВ, а вместе с тем и величины наибольшего запаса влаги, доступной для растений.

Такие почвы, как южный чернозем, приведенный в табл. 142, которому в данном его состоянии свойственна ничтожная величина наибольшего запаса доступной для растений влаги, обладают огромной потенциальной возможностью значительного повышения их влагоемкости указанными только что методами.

В результате рассмотрения водных свойств почв различных типов мы можем сделать несколько общих выводов.

Прежде всего мы видим, что наибольшие изменения, по сравнению с материнской породой, водные свойства, как и многие другие свойства, обнаруживают в верхних горизонтах почв. Это указывает на решающую роль в данном отношении биологических факторов — в первую очередь растений, но также и различных роющих животных — дождевых червей, насекомых и т. д. Влияние этих факторов на водные свойства почвы многообразно.

Во-первых, растения непосредственно, своими корневыми системами, рыхлят почвенную толщу, повышая ее общую порозность, а следовательно, и полную влагоемкость, порозность аэрации и наименьшую влагоемкость, равным образом и водопроницаемость. Особенно сильным в этом отношении оказывается действие древесных корней.

В этом же направлении влияют и различные животные, как дождевые черви, различные насекомые и их личинки и т. д., которые также рыхлят почву, создают в ней более или менее крупные поры и ходы и т. д.

Во-вторых, растения служат важнейшим фактором создания структуры, влияя в этом направлении как своими корневыми системами, так и продуктами превращения своих остатков — гумусовыми веществами, которые представляют собой вещества клеящие. В связи с этим очень важна жизнедеятельность и микроорганизмов. Продуктом их жизнедеятельности являются те соединения, из которых образуются гумусовые вещества. Образование структуры влияет на водные свойства в том же направлении, что и непосредственно корневые системы, повышая полную влагоемкость, порозность аэрации, наименьшую влагоемкость и водопроницаемость. Вместе с тем возникновение структуры увеличивает величину влажности разрыва капилляров, что способствует повышению прочности запаса влаги в почве.

Накопление гумуса, которое есть прямое следствие произрастания растений, помимо влияния на образование структуры, несколько повышает величины МГ и ВЗ, вследствие того, что гумусу присущи коллоидные свойства.

Таким образом, влияние биологических факторов на водные свойства заключается прежде всего в том, что водные свойства, присущие первоначальной материнской породе, изменяются в сторону приобретения ими ряда черт, благоприятных для произрастания растений, т. е. в конечном счете — в сторону прямого или косвенного повышения плодородия почвы. Мы можем видеть в этом проявление той же общей закономерности, которая была установлена Вильямсом и которая заключается в том, что первоначальная горная порода под влиянием жизнедеятельности различных организмов приобретает новое свойство — плодородие.

Важнейшим фактором преобразования водных свойств материнской породы в процессе превращения ее в почву являются различные живые организмы, которые и в этом отношении, следовательно, сохраняют свое ведущее положение в ряду природных факторов почвообразования.

Эти же живые организмы в руках человека превращаются в эффективное орудие преобразования водных свойств почвы в процессе ее окультуривания.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Подведем итоги сказанному в настоящей главе.

Подразделение почвенной влаги на те или иные категории встречает принципиальные затруднения в том, что влага различных категорий находится в почве в форме налагающихся одна на другую пленок различной толщины или, нередко, разобщенных друг от друга скоплений, в то время как мы можем оперировать лишь со средними статистическими величинами влажности почвы. Вследствие этого мы лишены возможности точно разграничивать одни формы почвенной влаги от других и можем делать это лишь с известным приближением.

Наиболее целесообразным критерием для подразделения почвенной влаги на различные категории следует признать подвижность почвенной влаги. Именно на этом принципе и построены все наиболее удачные классификации форм почвенной влаги, каковы классификации Лебедева, Долгова и других.

Исходя из всех имеющихся в нашем распоряжении фактических материалов, следует различать следующие категории и формы почвенной влаги:

I. Кристаллизационная вода.
II. Твердая вода (лед).
III. Парообразная влага.
IV. Прочно связанная влага.
V. Рыхло связанная влага.
VI. Свободная влага.
  А. Стыковая.
  Б. Капиллярно подвешенная.
  В. Сорбционно замкнутая.
  Г. Гравитационная просачивающаяся.
  Д. Гравитационная подпертая:
    а) стекающая;
    б) застойная;
    в) капиллярно восходящая.

Величины влажности, при которых резко меняется подвижность почвенной влаги, мы называем почвенно-гидрологическими константами. Таких констант можно установить шесть:

1. Максимальная адсорбционная влагоемкость.
2. Максимальная гигроскопичность.
3. Влажность устойчивого завядания.
4. Влажность разрыва капилляров.
5. Наименьшая влагоемкость.
6. Полная влагоемкость, или водовместимость.

Кроме этих шести констант, полезными характеристиками являются водопроницаемость, капиллярная влагоемкость и гидросорбционная способность почвы. Все эти величины переменные.

Взаимоотношения между важнейшими категориями почвенной влаги и величинами почвенно-гидрологических констант указаны на рис. 101

и 102. Там же приводится характеристика отдельных категорий почвенной влаги в отношении ее подвижности и доступности для растений.

Водные свойства почв зависят главным образом от их механического состава, сложения и структуры. В процессе почвообразования всегда изменяются сложение и структура, а очень часто — и механический состав. Поэтому почвы по своим водным свойствам значительно отличаются от первоначальных материнских пород.

Главным фактором изменения сложения, структуры и механического состава, а следовательно, и водных свойств, является жизнедеятельность растений и животных, живущих в почве, а также микроорганизмов.

Общее направление изменения водных свойств заключается в увеличении в верхних почвенных горизонтах, по сравнению с материнской породой, общей порозности почвы, порозности межаггрегатной, порозности аэрации, наименьшей влагоемкости и водопроницаемости. Все эти изменения являются благоприятными с точки зрения условий существования растений; поэтому их следует рассматривать как одно из проявлений процесса развития плодородия почвы. Наряду с этим, однако, существуют такие явления почвообразования, которые влекут за собой ухудшение водных свойств. Таковы процессы оглеения, осолонцования, оподзоливания.

Изменение водных свойств почвы представляет собой один из существенных приемов повышения ее плодородия. Важнейшим агентом этого изменения являются растительные организмы, которые в наших руках служат орудиями создания структуры и преобразования водных свойств почв.

ЛИТЕРАТУРА

Абрамова М. М. Опыты по изучению передвижения капиллярно подвешенной влаги при испарении. «Почвоведение», 1948, № 1.

Агапов И. К теории капиллярных явлений в почве. Сб. «Тепловой и водный режим почвы и вопросы почвенной структуры», 1937.

Адам Н. К. Физика и химия поверхностей. М.—Л., 1947.

Адамов Н. П. Температура и влажность чернозема по наблюдениям на степных станциях опытных лесничеств (1892—1901). «Тр. Опытн. лесничеств», вып. 2. СПб., 1904.

Айдинян Р. Х. Выделение почвенных коллоидов без химической обработки. «Коллоид. журнал», М.—Л., 1947, вып. IX.

Алексеев А. М. Водный режим растения и влияние на него засухи. Казань, 1948.

Алексеенко В. А. Потребление воды яровой пшеницей при орошении. Сб. «Вопросы ирригации». Саратов, 1936.

Алешин С. Н. Зависимость гигроскопичности почв от состава обменных катионов. «Химия соц. земледелия», 1934, № 2.

Алешин С. Н. К вопросу адсорбции воды в почве. Сб. «Физика почв в СССР». М.—Л., 1936.

Алешин С. Н. К вопросу адсорбции воды почвой. «Тр. Сов. секции МАП», т. 5, № 2. М., 1936.

Алешин С. Н. Определение величины емкости поглощения в карбонатных почвах по их гигроскопичности. «Химия соц. земледелия», 1939, № 4.

Андрианов П. И. Теплоемкость связанной воды. «Докл. ВАСХНИЛ», вып. 2. М., 1936.

Андрианов П. И. Теплота смачивания и удельная поверхность почвы. М., 1937.

Андрианов П. И. Различные влажности почв и их соотношение. «Докл. ВАСХНИЛ», вып. 11 (20) М., 1938.

Андрианов П. И. Теплота смачивания и гигроскопичность почв. «Коллоид. журнал», Воронеж, 1940, № 6.

Андрианов П. И. Связанная вода почв и грунтов. «Тр. Ин-та мерзлотов.», т. III. М.—Л., 1946.

Ансберг Е. А. Материалы к изучению режима верхнего горизонта грунтовых вод Молого-Шекснинского междуречья. «Тр. Ин-та почв. АН СССР», т. XVI, М.—Л., 1937.

Антипов-Каратаев И. Н. Изменения дисперсности почвенных масс и вопросы практического их использования. «Почвоведение», 1943, № 7.

Антипов-Каратаев И. Н., Антипова-Каратаева Т. Ф. и Ясинский А. Н. Физико-химические свойства почв в зависимости от состава и соотношения обменных катионов. «Коллоид. журнал», Воронеж, 1925, т. 1.

Астапов С. В. Высота капиллярного поднятия воды в почвах. «Почвоведение». М.—Л., 1927, т. XXII, № 3.

Астапов С. В. Строение почвенных аггрегатов. «Вестн. с.-х. науки. Мел. и гидр.», вып. 2, М., 1940.

Астапов С. В. Экспериментальные исследования скоростей падения элементарных частиц и микроаггрегатов в спокойной воде. «Почвоведение», 1944, № 2—3.

Балябо Н. К. и Васильева С. Г. К вопросу о динамичности полевой влагоемкости почв при разном их сложении. «Почвоведение», 1951, № 8.

Бекаревич Н. Е. Влияние адсорбированной воды на прочность структуры почвы. «Почвоведение», 1949, № 11.
Беркенгейм Б. Я. Основы теоретической химии. М., 1926.
Бияшев Г. З. Влияние строения пахотного слоя на водоудерживающую способность почв. «Бюлл. Союзнихи», Ташкент, 1936, № 3.
Богачук Г. К. К вопросу о накоплении влаги в почве. «Свекл. пол-во», М., 1938, № 1.
Богданов С. Отношение произрастающих семян к почвенной воде. «Изв. Киевск. ун-та», т. 29, кн. 5—8. Киев, 1889.
Большаков А. Ф. Водный режим богарных почв Узбекистана. «Тр. Ин-та почв. АН СССР», т. XXXII. М.—Л., 1950.
Большаков А. Ф. Опыт определения влажности завядания в полевых условиях. «Почвоведение», 1951, № 1.
Быковский Н. К. Капиллярное поднятие в грунтах и определение его методом капилляриметра. «Тр. МАДИ», сб. 2. М., 1935.
Быстров В. Коэффициент завядания растений. «Отч. о работе Краснокутской опытн. ст. за 1928 год».
Васильев И. С. Водный режим главнейших почвенных разностей Молого-Шекснинского междуречья. «Тр. Ин-та почв. АН СССР», т. XVI. М.—Л., 1937.
Васильев И. С. Несколько данных о водоудерживающей способности песков. Сб. «Вопросы геогр.», вып. XIII. М., 1949.
Васильев И. С. Водный режим подзолистых почв. «Тр. ин-та почв. АН СССР», т. XXXII. М.—Л., 1950.
Великанов М. А. Гидрология суши. Изд. 4-е. Л., 1948.
Вершинин П. В. и Константинова В. П. Пористость и удельная поверхность почвенных аггрегатов. «Тр. лаб. физ. почв ФАИ», вып. 2. Л., 1937.
Вильямс В. Р. Почвоведение. М., 1940.
Владыченский С. А. и Лебедева Н. Л. Строение макроаггрегатов некоторых южных черноземов и каштановых почв. «Почвоведение», 1949, № 10.
Водные свойства почв. Сборник. Л., 1937.
Воларович М. П. и Ерохин И. С. О толщине слоев дисперсионной среды в пластичной суспензии слюды. «Журн. физ. химии», XII, вып. 2—3. М.—Л., 1938.
Высоцкий Г. Н. Природа и культура растений на Велико-Анадольском участке. «Тр. эксп. Лесн. деп. Сборный отдел», вып. 2. СПб., 1898.
Высоцкий Г. Н. Биологические, почвенные и фенологические наблюдения в Велико-Анадоле. «Тр. станц. опыт. лесничеств», ч. III. СПб., 1902.
Высоцкий Г. Н. Омброэвапорометрические коррелятивы, пульсивность и диспульсивность грунтовых вод. «Почвоведение», 1928, № 3—4.
Высоцкий Г. Н. Режим почвенной влажности, грунтовых вод и солей в степных и лесостепных почвогрунтах. «Тр. I Всес. гидролог. съезда», вып. 6. Л., 1933.
Гапон Е. Н. и Зуев Л. А. Теплота смачивания почв. «Коллоид. журнал», 1948, т. X, вып. 2.
Гедройц К. К. Коллоидальная химия в вопросах почвоведения. «Сообщ. XV из Бюро по земл. и почв. Учен. ком.». СПб., 1914.
Гедройц К. К. Ультрамеханический состав почвы и зависимость его от рода катиона, находящегося в поглощенном состоянии. «Журн. опытн. агрон.», т. XXII, Пг., 1921—1923.
Герцфельд С. Кинетическая теория материи. М., 1935.
Горбунов Б. В. Главнейшие химические и физические свойства сероземов богарной зоны Узбекистана. Ташкент, 1942.
Горбунов Н. И. Поглотительная способность почв и ее природа. М., 1948.
Дерягин Б. В. Упругие свойства тонких слоев воды. «Журн. физ. химии», т. III, М.—Л , 1932.
Дерягин Б. В. Механические свойства тонких слоев жидкостей. «Журн. физ. химии», т. V, вып. 2—3. М.—Л., 1934.
Дерягин Б. В. Исследования по впитыванию и прилипанию. «Журн. физ. химии», т. VI, вып. 18. М.—Л., 1935.
Дерягин Б. В. и Колясев Ф. Е. Об основных закономерностях движения воды в почве при различном увлажнении. «Гидр. и мелиор.», М., 1950, № 2.
Дерягин Б. В. и Обухов В. А. Аномальные свойства тонких слоев жидкостей. «Коллоид. журнал», Воронеж, 1935, т. I, вып. 5.
Димо В. Н. К вопросу о теплоте смачивания почв, минералов и пород и связи ее с поверхностными свойствами. «Почвоведение», 1946, № 5.
Добровольский В. А. Изучение свойств лессовидных грунтов. Сб. «Строительство на лессовидных суглинках». М., 1936.
Докучаев В. В. Наши степи прежде и теперь. СПб., 1892.
Долгов С. И. О связанной и капиллярной воде в почве. «Почвоведение», 1943, № 9—10.
Долгов С. И. О формах и состояниях почвенной влаги. «Почвоведение», 1946, № 7.

Долгов С. И. Исследования подвижности почвенной влаги и ее доступности для растений. М.—Л., 1948а.
Долгов С. И. О давлениях, удерживающих воду в почве. «Докл. ВАСХНИЛ», вып. 2. М., 1948б.
Долгов С. И. и Рыжов С. Н. К вопросу об определении максимальной высоты капиллярного поднятия воды в почвогрунтах. «Тр. ВИУАА», вып. 2. М., 1933.
Долгополова Н. Н. Физическая и агротехническая характеристика почв лесостепного профиля в условиях Центрально-Черноземного заповедника. «Тр. Центр.-черноз. гос. заповедн.», вып II. М., 1948.
Досманова О. П. Материалы к изучению процесса глееобразования. «Тр. Ин-та почв. АН СССР»,т. IX. М.—Л., 1934.
Дояренко А. Г. К изучению структуры почвы как соотношения капиллярной и некапиллярной скважности и ее значение в плодородии почв. «Научн.-агр. журнал». М., 1924, № 7—8.
Дояренко А. Г. Дифференциальная скважность как показатель почвенной структуры. «Соц. зерн. хоз.», Саратов, 1941, № 1.
Дубинин М. М. Физико-химические основы сорбционной техники. М., 1935.
Дулов А. В. Несколько данных о продуктивности растительной транспирации. «Тр. опытн лесничеств», вып. 2. СПб., 1904.
Думанский А. В. Вода в почве и ее доступность растению. «Изв. Гос. н.-иссл. ин-та колл. хим.», вып. 2. Воронеж, 1934а.
Думанский А. В. Вода в коллоидных системах. Там же, 1934б.
Думанский А. В. Лиофильность дисперсных систем. Воронеж, 1940.
Думанский А. В. Теплоты смачивания и гидрофильность дисперсных систем. «Коллоид. журнал», М., 1950, № 5.
Думанский А. В. и Войцеховский Р. В. Методы определения гидрофильности дисперсных систем «Коллоид. журнал», М., 1948, т. X, № 6.
Думанский А. В. и Думанская А. П. Связанная вода в почвах. «Изв. Гос. н.-иссл. ин-та колл. хим.», вып. 2. Воронеж, 1934.
Думанский А. В. и Овчаренко Ф. Д. Теплоты смачивания глуховского каолина и часов-ярской глины «Коллоид. журнал». М., 1950, № 5.
Ефимов В. И. Транспирационные коэффициенты в полевых условиях. «Отч. Краснокутской опытн. станции за 1925 год». 1926.
Журавель П. В. О набухании почв при сорбции паров воды. «Почвоведение», 1939, № 11.
Жуховицкий М. А. Адсорбция паров и газов. М., 1938.
Зайцев К. Н. Режим орошения пшениц в Заволжье. «Докл. ВАСХНИЛ», вып. 19. М., 1940.
Зуев Л. А. и Гапон Е. Н. Адсорбция паров воды алюмосиликатами. «Почвоведение», 1943, № 8.
Иванов А. П. Материалы по изучению поливных норм. «Мат. по опыт.-мелиор. делу», т. IV.
«Известия Саратовской областной с.-х. опытной станции», т. III, вып. 1—2. Саратов, 1923.
Измаильский А. А. Влажность почвы и грунтовые воды. 1894.
Измаильский А. А. Избранные сочинения. М., 1950.
Иоффе А. Ф. и Семенов Н. Н. Молекулярная физика. Л., 1933.
Истомина В. С. Расклинивающее действие тонких слоев воды между частицами грунтов. «Коллоид. журнал». М., 1950, № 4.
Каблуков И. А. Основные начала неорганической химии. М., 1936.
Карасев Н. К. Коэффициенты завядания, полученные лабораторным путем, и истинная влажность завядания растений. «Мелиор. и гидр.». М.—Л., 1940, № 11.
Качинский Н. А. Изучение физических свойств почвы и корневых систем. М., 1930.
Качинский Н. А. О влажности почвы и методах ее изучения. М., 1930.
Качинский Н. А. О структуре почвы. «Тр. Сов. секции МАП», т. 1, вып. 1, М., 1933.
Качинский Н. А. Опыт агромелиоративной характеристики почв. М., 1934.
Качинский Н. А. Новое в теории о водонепроницаемых почвенно-грунтовых экранах. «Почвоведение», 1945, № 5—6.
Качинский Н. А. О структуре почвы, некоторых водных ее свойствах и дифференциальной порозности. «Почвоведение», 1947, № 6.
Качинский Н. А., Вадюнина А. Ф. и Корчагина З. А. Опыт агрофизической характеристики почв на примере Центрального Урала. М.—Л., 1950.
Качинский Н. А., Осин Д. Д. и Долгополова Н. Н. Физические свойства почв равнины Богаз в Азербайджане. «Уч. зап. МГУ», вып. 17. М., 1937.
Кин Б. А. Физические свойства почв. М., 1931.
Кокина З. А. К вопросу о влиянии влажности почвы на растение. «Изв. Гл. бот. сада», т. 46, вып. 1. Л., 1927.

Колосков П. И. Сорбция как один из источников почвенно-грунтовой воды. «Пробл. физ. геогр.», вып. VI. М.—Л., 1938.
Колосков П. И. Пересмотр некоторых выводов и положений книги А. Ф. Лебедева «Почвенные и грунтовые воды». «Пробл. физ. геогр.», вып. VIII. М.—Л., 1939.
Колотова С. К вопросу о действии увлажнения как фактора роста. «Тр. по прикл. бот. и сел.», т. XXVII, № 5. Л., 1931.
Колясев Ф. Е. Испарение воды почвой. «Почвоведение», 1939, № 5.
Колясев Ф. Е. О движении влаги в почве. «Докл. ВАСХНИЛ», вып. 3, М., 1941.
Колясев Ф. Е. О формах движения воды в почве. «Почвоведение», 1944, № 2—3.
Колясев Ф. Е. Результаты исследований по движению воды в почве при разных влажностях. «Сб. тр. по агр. физ.», вып. 4. Л., 1948а.
Колясев Ф. Е. Дифференциальная влажность почвы, ее теория и применение в земледелии. Там же, 1948б.
Колясев Ф. Е. и Мельникова М. К. К теории дифференциальной влажности. «Почвоведение», 1949, № 3.
Комарова Н. А. О диффузии солей в почвах. «Пробл. сов. почв.», сб. 4. М.—Л., 1937.
Корнев В. Г. Всасывающая сила почвы. «Журн. опытн. агрон.», Л., 1924, т. XXII, отд. 1.
Коссович П. С. Водные свойства почв. «Журн. опытн. агрон.», СПб., 1904, т. V.
Костычев И. А. Почва и ее обработка. СПб., 1908.
Костычев П. А. Почвоведение. М., 1939.
Костычев С. П. Физиология растений. Л., 1933.
Костяков А. Н. О динамике коэффициента просачивания воды в почвогрунты и необходимости динамического подхода к его изучению в мелиоративных целях. «Почвоведение», 1932, № 3.
Кочерина Е. И. К вопросу о влажности завядания растений. «Почвоведение». 1949, № 1.
Красовская И. В. Предельная влажность почвы для развития узловых корней хлебных злаков. «Тр. по прикл. бот., ген. и сел.», сер. III, № 8. Л., 1935.
Крафтс А., Каррриер Х., Стокинг К. Вода и ее значение в жизни растений. М., 1951.
Кружилин А. С. Влияние дождевания на развитие корневой системы пшеницы. «Соц. зерн. хоз.». Саратов, 1935, № 2.
Крюков П. А. Методы выделения почвенных растворов. «Совр. методы иссл. ф.-х. свойств почв», вып. 2. М.—Л., 1947.
Лабунский И. М. Лесоразведение в Донбассе. Сталино, 1948.
Лебедев А. Ф. Роль парообразной воды в режиме почвенных и грунтовых вод. «Тр. 2-го южнорусск. мелиор. съезда», 1912.
Лебедев А. Ф. Роль парообразной воды в режиме почвенных и грунтовых вод. «Тр. по с.-х. мет.», вып. XII. СПб., 1913.
Лебедев А. Ф. Передвижение воды в почвах и грунтах. «Изв. Донск. с.-х. ин-та», т. 3. Новочеркасск, 1919.
Лебедев А. Ф. Определение максимальной молекулярной влагоемкости посредством центрифуги. «Почвоведение», 1927, № 4.
Лебедев А. Ф. О движении солей в почвах, имеющих влажность разных категорий. «Тр. Ин-та почв. АН СССР», т. III—IV. Л., 1930.
Лебедев А. Ф. О слоистом торфяно-песчаном экране в песчаных дамбах и плотинах. «Зап. ГГИ», т. X.
Лебедев А. Ф. Почвенные и грунтовые воды. Изд. 4-е. М.—Л., 1936.
Лебедев А. Ф. и Баукова Е. Е. Физическая характеристика почвенного профиля. М., 1930.
Лебедев А. Ф. и Лебедев Н. А. О движении воды в почве в парообразной форме. «Бюлл. почв.», М., 1929, № 1—3.
Летунов П., Музычук И., Лапшина А. Передвижение солей с капиллярно подвешенной водой. «Сб. авторефератов ВИУАА за 1932—1934 гг.». М., 1936.
Летунов П., Музычук И., Лапшина А. Передвижение солей с капиллярно подвешенной водой. «Сб. пам. академика Вильямса». М.— Л., 1942.
Литвинов Л. С. Изменение силы осмотического сосания корневой системы в зависимости от концентрации питательного раствора. «Изв. Биол. н.-иссл. ин-та при Пермском гос. ун-те», т. 4, вып. 10. Пермь, 1926.
Литвинов Л. С. О протекании явлений почвенной засухи. «Раб. агрохим.отд. Пермск. с.-х. опытн. станции за 1927 год», вып. 2. Пермь, 1928.
Литвинов Л. С. К вопросу о критерии оценки почвенного увлажнения. «Бот. журнал», Л., 1932, т. 17, № 5—6.
Литвинов Л. С. О корневом сосании. «Сб. н.-иссл. работ Пермского с.-х. ин-та», т. VI. Пермь, 1937.
Литвинов Л. С. О почвенной засухе и устойчивости к ней растений. Львов, 1951.
Литвинов Л. С. и Гебгардт А. Г. О плаче степных растений. «Изв. Биол. н.-иссл. ин-та при Пермск. гос. ун-те», т. VI, вып. 2. Пермь, 1928.

Литвинов Л. С. и Сапотницкая С. Я. Метод определения водоудерживающей силы почвы в условиях полевой культуры. «Тр. Биол. ин-та АН СССР», сер. IV, вып. 1. Л., 1934.
Лобанов Н. В. Критическая для высших растений почвенная влажность. I. «Научно-агр. журнал», М., 1925, т. 2, № 4.
Лобанов Н. В. Критическая для высших растений почвенная влажность. II. «Научно-агр. журнал», 1926, № 10.
Локоть Т. В. Влажность почвы в связи с культурными и климатическими условиями. «Изв. Киевск. ун-та за 1903 год». Киев, 1904.
Лоске П. Г. Обзор работ по сельскохозяйственной метеорологии. «Тр. по с.-х. метеорол.», вып. VIII и IX. СПб., 1911 и 1915.
Мак-Бэн. Сорбция паров и газов твердыми телами. М., 1934.
Максимов Н. А. К вопросу о суточном ходе и регулировании транспирации у растений. «Тр. Тифл. бот. сада», вып. 19. Тифлис, 1917.
Максимов Н. А. Физиологические основы засухоустойчивости растений. Л., 1926.
Максимов Н. А. Краткий курс физиологии растений. М.—Л., 1932.
Максимов Н. А. Развитие учения о водном режиме и засухоустойчивости растений от Тимирязева до наших дней. М.—Л., 1944.
Максимов Н. А. и Комизерко С. А. Влияние влажности почвы на рост и физиологические процессы у растений. «Сб. пам. академика Прянишникова». М.—Л., 1950.
Малянов А. П. Передвижение капиллярно подвешенной влаги в почве. «Уч. зап. Сарат. гос. ун-та», т. XV, вып. 1. Саратов, 1940.
Малянов А. П. Физические свойства почв орошаемого участка совхоза «Рот-Фронт», № 97. «Уч. зап. Сарат. гос. ун-та», т. XV, вып. 2. Саратов, 1940.
Мартынов П. Ф. Максимальная гигроскопичность и максимальная молекулярная влагоемкость почв и грунтов. Сб. «Иссл. подземных вод СССР», вып. VII. Л., 1936.
Маттсон С. Почвенные коллоиды. М., 1938.
Мельников П. Ф. Состав и свойства глинистой части некоторых почв и грунтов. «Уч. зап. МГУ», вып. 133, кн. 1. М., 1949.
Мозговой А. и Третьяков Г. К познанию гидрофильных коллоидов. «Коллоидн. журнал», М., 1935, т. 1, вып. 5.
Мордовский Г. Е. Учет расхода воды почвою под различными культурами. «Тр. Возн. с.-х. опытн. станции», вып. V. Вознесенск, 1926.
Морозов А. Т. Напорное движение воды в почво-грунтах. «Почвоведение», 1935, № 4.
Морозов А. Т. Методы расчета передвижения парообразной влаги в почво-грунтах. «Тр. Ин-та гидр. и мелиор.», т. XXII. М., 1938а.
Морозов А. Т. О методах изучения и измерения передвигающейся парообразной влаги в почво-грунтах. Там же, 1938б.
Нефедов Г. Ф. Падение твердых частиц в жидкости и механический анализ почвы. «Журн. опытн. агр.», т. III, СПб., 1902.
Новогрудский Д. М. Микробиологические процессы в почвах полупустынь III Категории почвенной влаги и нитрификация. «Почвоведение», 1947, № 1.
«Новое о глинах и глинистых растворах». Сб. статей под ред. Цуринова А. И.
Оппоков Е. В. Сравнительная роль торфяных и песчаных почв в водоносности местности. «Почвоведение», 1901, № 4.
«Отчет Безенчукской опытной станции». Вып. 5. Самара, 1915.
Охотин В. В. Лабораторные опыты по составлению дорожных грунтовых смесей по принципу наименьшей пористости. Л., 1929.
Охотин В. В. Гранулометрическая классификация грунтов. Л., 1933.
Охотин В. В. Влияние отдельных факторов на физико-механические свойства глинистых частиц. «Тр. юбил. сессии ЛГУ». Л., 1946.
Паулинг. Природа химической связи. М., 1947.
Покровский Г. И. Капиллярные силы в грунтах. М., 1933.
Польский М. Н. К вопросу о порозности почвенных аггрегатов. «Почвоведение», 1949, № 4.
Попов В. П. и Кулькес А. Л. Транспирация сахарной свеклы при подкормке. «Тр. ВАСХНИЛ», вып. 8 (19). 1938.
Попов И. В. Микроскопические исследования структур глинистых пород. «Пробл. сов. почв.», 1949, № 15.
Прасолов Л. И. и Антипов-Каратаев И. Н. Каштановые почвы. «Почвы СССР», т. 1. М.—Л., 1939.
Проскурников С. М. Результаты экспериментального изучения движения гравитационной пленочной воды в однородных песках. «Тр. ГГИ», вып. 8 (22). Л., 1948а.
Проскурников С. М. Экспериментальные данные по изучению движения капиллярной воды в песках. Там же, 1948б.

Процеров А. В. Полевая влагоемкость почв Европейской части СССР. «Тр. по с.-х. метеорол.», вып. XXVI. М., 1948.
Процеров А. В. и Карасев Н. К. Об исчислении коэффициента завядания по почвенным константам. «Мелиор. и гидр.», 1939, № 12.
Разумова Л. А. Основные итоги агрогидрологических исследований гидрометслужбы. «Тр. Центр. ин-та прогнозов», вып. 18 (45). Л., 1950.
Роде А. А. Опыт изучения механического состава нескольких почв. «Тр. Ин-та почв. АН СССР», т. VI. Л., 1932.
Роде А. А. О культуре в научной работе. «Почвоведение», 1943, № 7.
Роде А. А. О взглядах Фагелера и его школы на некоторые вопросы водного режима почв. «Почвоведение», 1947а, № 6.
Роде А. А. Водный режим почв богарной зоны Узбекской ССР. «Тр. Почв. ин-та АН СССР», т. XXV. М.—Л., 1947б.
Роде А. А. К вопросу о природе сил, удерживающих в почве «капиллярно подвешенную» влагу. «Тр. Почв. ин-та АН СССР», т. XXXII. М.—Л., 1950а.
Роде А. А. Режим почвенно-грунтовых вод подзолистых, подзолисто-болотных и болотных почв. Там же, 1950б.
Родников П. В. О водном режиме подзолистых почв под лесом и лугом в связи с водоохранными свойствами леса. М., 1940.
Розов Л. П. Мелиоративное почвоведение. М., 1936.
Романов В. В. Водные свойства сфагнового очеса. «Тр. ГГИ», вып. 13 (67). Л., 1949.
Ротмистров В. Г. Передвижение воды в почвах Одесского опытного поля. «Журн. опытн. агрон.», т. V. СПб., 1904.
Ротмистров В. Г. Сущность засухи по данным Одесского опытного поля. Одесса, 1913.
Рыжов С. Н. Влияние строения пахотного слоя на водопроницаемость почвы. «Бюллетень СоюзНИХИ», 1935, № 7.
Рыжов С. Н. Зависимость адсорбции от величины зерна адсорбента. «Тр. ВИУАА», вып. 18. М., 1937а.
Рыжов С. Н. К определению порозности почвенных аггрегатов. Там же, 1937б.
Рыжов С. Н. Влияние дренирующих прослоек на водопроницаемость и водоудерживающую способность почв. «Почвоведение», 1940, № 7.
Рыжов С. Н. Орошение хлопчатника в Ферганской долине. Ташкент, 1948.
Сабинин Д. А. О корневой системе растений как осмотическом аппарате. «Изв. Биол. н.-иссл. ин-та при Перм. гос. ун-те», т. 3, вып. 4. Пермь, 1925.
Сабинин Д. А. О значении корневой системы в жизнедеятельности растений. М.—Л., 1949.
Саваренский Ф. П. Гидрогеология. М., 1934.
Сафонова Е. Я. Прорастание семян некоторых древесных пород при различной степени влажности почвы. Тр. Ин-та физиол. раст. АН СССР», т. 6, вып. 2. М.—Л., 1949.
Сказкин Ф. Д. Физиологическая оценка влияния на растение орошения. «Уч. зап. Ленингр. гос. пед. ин-та», т. XIII, вып. 5. Л., 1938.
Созыкин Н. Ф. Гидрологическое значение лесной подстилки и физических свойств лесных почв. «Тр. ВНИИЛХ», вып. 8. М., 1939.
Спенглер В. В. Выщелачивание солей при промывке засоленных почв. «Гидр и мелиор.», 1950, № 11.
Сперанский К. В. и Крашенинников М. Н. Гигроскопическая вода в почве (подземная роса). «Журн. опытн. агрон.», т. VIII. СПб., 1907.
Тейлор. Физическая химия. М., 1935.
Терцаги. Основы механики грунтов. М., 1932.
Ткачук В. Г. Физико-механические свойства фракций пород и их классификация. «Пробл. сов. почв.», вып. 7. М.—Л., 1939.
Ткачук В. Г. К методике определения водоотдачи песков. «Нов. зап. Львовск. политехн. ин-та», вып. VI. Львов, 1949.
Токарь Р. А. Количественная характеристика макропористых (лессовидных) грунтов. Сб. «Вопр. инж.-геол. иссл. в стр. целях», № 7. М., 1937.
Троицкая М. Н. К вопросу об определении высоты капиллярного поднятия и водоудерживающей способности песков. Сб. «Гидр. и инж. геол.», вып. 3, М.—Л., 1936.
Трофимов А. Некоторые наблюдения над изменениями почвенного раствора. «Научн.-агр. журнал», 1924, т. 1, № 9—10.
Трофимов А. К познанию невыделимой части почвенного раствора. «Н. А. Ж.», М., 1925, № 10.
Трофимов А. О пленочной влаге в почве. «Н. А. Ж.», 1927, т. IV.
Тюлин А. Ф. и Скляр А. И. Пористость почвенных аггрегатов и механическое поглощение суспензий в почве. «Тр. ВИУАА», вып. 18. М., 1937.

Тюремнов С. Н. Годовой ход влажности и влияющие на него условия в западно-предкавказском выщелоченном черноземе. «Тр. Кубанс. с.-х. ин-та», т. I, вып. 2. Краснодар, 1923.
Уласевич В. А. Предельная полевая влагоемкость. «Мелиор. и гидр.», М., 1938, № 5, или «Химия соц. земл.», М., 1938, № 12.
Уласевич В. А. Предельная полевая влагоемкость — основной показатель водоудерживающей способности почв. Дисс. на ст. канд. геол.-мин. наук. М., 1948.
Усов Н. И. Почвы Саратовской области. Саратов, 1948.
Фагелер. Режим катионов и воды в минеральных почвах. М., 1938.
Федоровский Д. В. Определение в почве воды, недоступной для корней растений. «Почвоведение», 1939, № 4.
Федоровский Д. В. Зависимость коэффициента завядания от вида растений и осмотического давления почвенного раствора. «Почвоведение», 1948, № 10.
Федосеев А. П. К вопросу определения полевой влагоемкости почвы. «Мелиор. и гидр.», 1940, № 11.
Филиппова В. Н. Сравнительное исследование различных методов подготовки почв к механическому анализу. «Тр. ЛОВИУАА», вып. 14. Л., 1931.
Финдлей. Осмотическое давление. СПб., 1914.
Францессон В. А. Изучение динамики влажности при проведении стационарных опытов. «Сов. агр.», 1939а, № 1.
Францессон В. А. О формах воды, слагающих полевую влагоемкость. «Сов. агр.», 1939, № 5.
Францессон В. А. Изменение агрономически важных свойств чернозема под влиянием высушивания и смачивания. Дисс. на степень доктора с.-х. наук. М., 1947.
Францессон В. А. О максимальной гигроскопичности и связанной воде в черноземных почвах. «Тр. юб. сессии, посвящ. памяти В. В. Докучаева». М.—Л., 1949.
Фрицман Э. Х. Природа воды. М., 1935.
Цытович Н. А. Механика грунтов. М., 1940.
Шаврыгин П. И. Физические свойства почв в зависимости от состава поглощенных оснований. «Тр. Ин-та почв. АН СССР», т. XIII, Л., 1936.
Шаров В. С. Противоречия современной коллоидной химии почв и их источник. «Почвоведение», 1939, № 6.
Шаров В. С. Изменение физических свойств глины в точке перехода от коллоид-гидрата к гелю. «Коллоид. журнал», Воронеж, 1941, т. VII, вып. 4.
Шаров В. С. и Бутовская М. П. Получение и свойства Са-глины в состоянии первичной дисперсности. «Коллоид. журнал», Воронеж, 1940, № 7.
Шаров В. С. и Измайлович О. И. Растирание густого теста как метод диспергирования глины. «Коллоид. журнал», Воронеж, 1941, т. VII, вып. 4.
Adam N. K. The physics and chemistry of surfaces. L., 1938.
Alten F. und Kurmies B. Die physikalische-chemischen Gesetzmässigkeiten beim Kationenaustausch in Mineralböden. «Ang. Ch.», Beiheft 21, B., 1935.
Alten F. und Kurmies B. Das Verhalten des Wassers im Böden. «Blanck's Handbuch der Bodenlehre», 1-s Ergsbd., B., 1939.
Alten F. und Loofman H. Möglichkeit, Art und Wirkung der Anlagerung von Flüssigkeiten, Gasen und Ionen am Sorptionscomplex und Folgen für fie ackerbaulichen Eigenschaften der Böden. «Bdk. und Pfl.», Bd. 31. B., 1943.
Alway F. J. Studies on the relation of the non available water of the soil to the hygroscopic coefficient. «Univ. Nebr. Res. Bull.», N 3, 1913.
Anderson M. S. Influence of substituted cations on soil colloids. «J. Agr. Res.», v. 38. 1929.
Atterberg A. Studien aus dem Gebiete der Bodenkunde. «Ldw. Versuchst.», Bd. 69. B., 1908.
Bär A. und Tendeloo H. Über Doppelschicht der Tonkolloide. «KH Beihefte», Bd. 44. B., 1936.
Baver L. D. und Horner J. M. Water content of soil colloids as related to their chemical composition. «S. S.», v. 36. 1933.
Baver L. D. and Winterkorn H. Sorption of liquids by soil colloids. II. «S. S.», v. 40. N 5, 1935.
Behrens W. H. Beziehungen zwischen der Oberfläche, der Hygroskopizität und der Benetzungswärme des Bodens. «Z. f. P. D. B.», Bd. 40. B., 1935.
Bernal J. D. and Fowler R. H. A theory of water and ionic solution. «J. Chem. Phys.», в. I, 1933.
Botelho da Costa J. W. The indirect determination of the wilting coefficient by the freezing point method. «J. Agr. Sc.», v. 28. L., 1938.
Botelho da Costa J. W. A critical survey of investigations on the wilting coefficient of soils. «J. Agr. Sc.», v. 28, L., 1938.
Bouyoucos G. J. and McCool M. M. Further studies on the freezing point lowering of soils. «Mich. Agr. Exp. St. Techn.». Bull. 31. 1916.

Bouyoucos G. J. Classification and measurement of different forms of water in the soil by means of the dilatometer method. «Mich. Agr. Exp. St. Techn.». Bull. 36, 1917.
Bouyoucos G. J. Relationship between the unfree water and the heat of wetting of soils and its significance. «Mich. Agr. Exp. St. Tech.». Bull. 42, 1918.
Bouyoucos G. J. A new classification of soil moisture. «S. S.», v. 11, B., 1921.
Bouyoucos G. J. Heat of wetting of soils dried at different temperatures and the force at which soils absorb water. «S. S.», v. 20, B., 1925.
Bouyoucos G. J. The state in which the hygroscopic moisture exists in soils, as indicated by the determination with alcohol. «S. S.», v. 41. B., 1936.
Bradley W. F., Grim R. E. and Clark G. L. A study of the behaviour of Montmorillonite upon wetting. «Z. Krist. A.», Bd. 97, 1937.
Briggs L. J. On the adsorption of water vapor and of certain salts in aqueous solution by quartz. «J. Ph. Ch.», v. 9, 1905.
Briggs L. J. and Shantz H. L. The wilting coefficient for different plants. «U. S. Dep. Agr. Bur. Pl. Ind.». Bull. 230. W., 1912.
Briggs L. J. and Shantz H. L. Relative water requirement of plants. «J. Agr. Res.», v. 3. 1914.
Buckingham E. Studies on the movement of soil moisture. «U. S. Dep. Agr. Bur. of soils». Bull. 38. W., 1907.
Christiansen J. E. Effect of entrapped air upon the permeability of soils. «S. S.», v. 58, No 5. B., 1944.
Dallavalle J. M. Micromeritics. N. Y., 1943.
Dobeneck A. F. Untersuchungen über das Adsorptionsvermögen und die Hygroskopizität der Bodenpartickeln. «Forsch. Agr. Ph.», Bd. XVII. H., 1892.
Don Kirkham and C. L. Feng. Some tests of the diffusion theory and laws of cappilary flow in soils. «S. S.», v. 67. B., 1949.
Ehrenberg P. Die Bodenkolloide. J., 1922.
Fisher R. A. On the capillary forces in an ideal soil. «J. Agr. Sc.», v. 16. L., 1926.
Fisher R. A. Further note on the capillary forces in an ideal soil. «J. Agr. Sc.», V. 18, L., 1928.
Fisher R. A. The Haines formula improwing. «J. Agr. Sc.», v. 20.
Foster A. G. The sorption of condensible vapours by porous solids. «Tr. Far. Soc.», v. 28. L., 1932.
Fraser H. J. Experimental study of the porosity and permeability of clastic sediments «J. of Geol.», v. XLIII, No 8, W., 1935.
Fredenhagen. «Phys. Z.» Bd. 36, B., 1935.
Freundlich H. Kapillarchemie. L., 1923.
Furr S. and Reeve K. Range of soil moisture percentage through which plant undergo permanent wilting. «J. Agr. Res.», v. 71. 1945.
Gardner W. A capillary transmission constant and methods of determining it experimentally. «S. S.», v. 10. B., 1920.
Gruner E. und Vogel R. F. Das Quellungswerhalten von Kalzium- und Natrium-Bentonit und seine Deutung. «K. Z.», Bd. 118. L., 1950.
Haines W. B. Studies in the physical properties of soils:
II — «J. Agr. Sc.», v. 15. L., 1925;
IV — «J. Agr. Sc.», v. 17. L., 1927;
V — «J. Agr. Sc.», v. 20. L., 1930.
Haines W. B. On the existence of two equivalent series in soil capillary phenomena. «Pr. of 2-d Int. Congr. S. S.», v. 1., M., 1932.
Hendricks S. B. and Jefferson M. E. The structures of kaolin and talc-pyrophyllite hydrates and their bearing on water sorption. «Am. min.», v. 23. N. Y.,1938.
Hilgard E. W. Soils. N. Y., 1921.
Hoffmann K. und Giese K. Über den Kationenaustausch an Tonmineralien. «K. Z.», Bd. 87. D.—L., 1939.
Hose Mordecai. Heat of wetting of some soil colloids at different moisture contents. «S. S.», v. 43. B., 1937.
Hückel E. Adsorption und Kapillarcondensation. L., 1928.
Janert. H. Z. Untersuchungen über die Benetzungswärme des Bodens. «Z. f. P. D. B.», Bd. 19. B., 1931.
Janert H. Z. Kationenaustausch und Wasseradsorption von Böden. «Z. f. P. D. B.», Bd. 34. B., 1934.
Kapp L. C. The approximate size of soil particles at which the heat of wetting is manifested. «S. S.», v. 29. B., 1930.
Katz J. «Proc. Acad. Sc. Amsterdam», v. 15. 1912.
Keen B. A. A note on the capillary rise of water in soils. «J. Agr. Sc.», v. 9. L., 1918.
Keen B. A. The system soil — soil moisture. «Tr. Far. Soc.», v. 17. L., 1922.
Keen B. A. On moisture relationships in an ideal soil. «J. Agr. Sc.», v. 14. L., 1924.
Keen B. A. and Coutts J. R. Single value soil proper ties «J. Agr. Sc.», v. 18. L., 1928.

Kelley W., Jenny H., Brown S. Hydration of minerals and soil colloids in relation to crystal structure. «S. S.», v. 41. B., 1936.
Kühn S. Über die Beziehung zwischen Hydroskopizität, adsorbierten Basen und einigen physikalischen Eigenschaften bei Böden. «Z. f. P. D. B.», Bd. 26. B., 1932.
Kuron H. Versuche zur Feststellung der Gesamtoberfläche an Erdböden, Tonen und verwandten Stoffen:
I — «Z. f. P. D. B.», Bd. 18. B., 1930;
II — «Z. f. P. D. B.», Bd. 21. B., 1931;
IV — «Z. f. P. D. B.», Bd. 24. B., 1932a;
V — «Z. f. P. D. B.», Bd. 25. B., 1932b;
VII — «Z. f. P. D. B.», Bd. 36. B., 1934a.
Kuron H. Adsorption von Dämpfen und Gasen an Böden und Tonen und ihre Verwendung zur Oberlächenermittlung dieser Stoffe. «Koll. Beih», Bd. 36. B., 1932b.
Kuron H. Der Einfluss von Natriumcarbonatzusätzen auf die Wasserbindung an Wasserstoffton. «Z. f. P. D. B.», Bd. 33. B., 1934a.
Kuron H. Die Abgrenzung der Formen des vom Bodem gebundenen Wassers durch den Einfluss auf die Umsetzung zwischen Boden und Salzen. «Z. f. P. D. B.», Bd. 45., B. 1936.
Leamer R. W. and Lutz J. F. Determination of Pore-size distribution in soils. «S. S.», v. 49. B., 1940.
Livingston B. E. The relation of desert plants to soil moisture. «Carnegie Inst. Publ.», 50. W., 1906.
Magistad O. C. and Reitemeier R. F. Soil solution concentration at the wilting point and their correlation with plant growth. «S. S.», v. 55. B., 1943.
Metcalf W. V. Die kinetische Deutung des osmotischen Drucks. «K. Z.», Bd. 90. D., 1940.
Meyer B. S. A critical evaluation of the terminology of diffusion phenomena. «Plant Phys.», v. 20., 1945.
Mitscherlich A. Untersuchungen über die physikalischen Eigenschaften. «Ldw. Jahrb.», Bd. XXX. B., 1901.
Mitscherlich A. Zur Methodik der Bestimmung der Benetzungswärme des Ackerbodens. «Ldw. Jahrb.», Bd. 31. B., 1902.
Nitzsch W. Über den Bau der Hydrathülle der anorganischen Bodenkolloide. «K. Z.», Bd. 93. D., 1940.
Nitzsch W. und Czeratzki L. Die Beschaffenheit und Beeinflussbarkeit der Bodenkolloide und ihre Bedeutung für Krümmelsbildung und Krümmeleigenschaften. «Bdn. und Pfl.», Bd. 18. B., 1940.
Novák V. a. Pechanek J. Vliv disperskiho stupue na fysicke vlastnosti kremennych písků. III. Vzlinavost. «Sb. ČAZ.», XVIII. Pr., 1943.
Oden S. Note on the hygroscopicity of clay and the quantity of water absorbed per surface unit. «Tr. Far. Soc.», v. 17. L., 1921.
Olmsted L. B. Soil Moisture relation of the soil from the erosion experiment station. «K. S. Dep. Agr. Techn.». Bull. 562. W., 1937.
Ostwald W. Zur Theorie des Osmose und Ultrafiltration kolloider Lösungen, «K. Z.», Bd. 23. D., 1918.
Ostwald W. und Mündler K. Über Osmose und Quellung disperser Systeme. «K. Z.», Bd., 24. D., 1919.
Pate W. W. The influence of the amount and nature of the replaceable bases upon the heat of wetting of soil colloids. «S. S.», 20. B., 1925.
Pettijohn E. Measurement of the thickness of film, formed on glass and sand. «J. Am. Ch. Soc.», v. 41. N. Y., 1919.
Pillsbury A. F. and Appleman D. Factors in permeability changes of soils and inert granular material. «S. S.», v. 59. B., 1945.
Puri A. W. and Keen B. A. The dispersion of soil in water under various conditions. «J. Agr. Sc.», v. 15. L., 1925.
Puri A. W., Crowther E. M., Keen B. A. The relation between the vapour pressure and water content of soils. «J. Agr. Sc.», v. 15. L., 1925.
Puri A. N. A critical study of the hygroscopic coefficient of soil. «J. Agr. Sc.», v. 15. L., 1925.
Puri A. W. and Hoon R. C. Heat of wetting, «S. S.», v. 47. B., 1939.
Puri A. N. The capillary tube hypotesis of soil moisture. «S. S.», v. 48. B., 1939.
Puri A. N. and Rai B. Effect of pH value and the nature of exchangeable base on dispersion of soil. «Ind. J. Agr. Sc.», v. 14. C., 1944.
Rodewald. Über Quellungs und Benetzungs erscheinungen. «Z. f. Phys. Chem.». Bd. 33, 1900.
Rodewald H. Theorie der Hygroskopizität. «Ldw. Jahrb.», Bd. 31. B., 1902.
Rodewald H. und Mitscherlich A. Die Bestimmung der Hygroskopizität. «Ldw. Versuchst.». Bd. 59, B., 1904.
Rosene H. Water balance in the onion root. «Plant Physiol.», v. 16. W., 1941.
Russell E. W. The interaction of clay with water. «Phil. Tr. Roy. Soc.», L., 1934.

Russell M. B. Soil moisture curves for four Iowa soils. «S. S. S. Am. Pr.», v. 4. M., 1940.
Sachs J. Bericht über die physiologische Tätigkeit an der Versuchstation in Tharandt. «Ldw. Versuchst.», Bd. 1. B., 1859.
Schofield R. K. The pF of the water in soil. «Tr. 3-d Int. Congr. of soil Sc.», v. II. L., 1935.
Schofield R. K. Pore size distribution as revealed by the dependence of suction on moisture content. «Tr. I-st Com. I. S. S. S.», L., 1938.
Sekera F. Die nutzbare Wasserkapazität und die Wasserbeweglichkeit im Boden. «Z. f. P. D. B.», Bd. 22. B., 1931.
Shaw C. F. The normal moisture capacity of soils. «S. S.», v. 23. B., 1927.
Shaw C. F. and Smith B. A. Maximum height of capillary Rise. «Hilgardia», v. 2. No. 11. W., 1927.
Smith W. O., Foote P. D., Busang P. F. Capillary rise in sands of uniform spherical grains. «Physics», v. 1. L., 1931.
Smith W. O. Capillary flow through an ideal uniform soil. «Physics», v. 3. L., 1932a.
Smith W. O. The final distribution of retained liquid in an ideal uniform soil. «Physics», v. 4. L., 1933b.
Smith W. O. Minimum capillary rise in an ideal uniform soil. «Physicsc», v. 4. L, 1933.
Smith R. M. and Browning D. R. Persistent water unsaturation of natural soil. «S. S. Am. Pr.», v. 7. M., 1943.
Szigeti P. Ueber sogenannte negative Adsorption an Perumtiten und Tonen. «Koll. Beih.», Bd. 38. D., 1933.
Taylor C. A., Blaney H. F., McLaughlin W. W. The wilting range in certain soils and the ultimate wilting point. «Nat. Res. Council Am. Geophys. Union. Trans.», v. 15. W., 1934.
Thiel A. Über die Vorstellungen von dem Zustandekommen des osmotischen Druckes. «V. Z.», Bd. 91. D.—L., 1940.
Thiel A. Osmotischer Druck und Membranwirkung. «K. Z.», Bd. 94. D.—L., 1941.
Thomas M. D. Aqueous vapor pressure of soils:
I — «S. S.», v. 11, B., 1921;
II — «S. S.», v. 17. B., 1924;
III — «S. S.», v. 25. B., 1928;
IV — «S. S.», v. 25. B., 1928.
Ursprung A. und Blam G. Dürfen wir Ausdrücke osmotischer Wert, osmotischer Druck, Turgordruck, Saugkraft synonym gebrauchen? «Biol. Zbl.», Bd. 40. B., 1920.
Veihmeyer F. G. Some factors, affecting the irrigation requirement of deciduous orchards. «Hilgardia», v. 2. No. 6. 1927.
Veihmeyer F. G. and Hendrickson A. H. Soil moisture at permanent wilting of plants. «Plant Phys.», v. 3. B., 1928.
Versluys J. Die Kapillarität der Boden. «Intern. Mitt. für Bodenkunde», Bd. 7. B., 1917.
Wadsworth H. A. An interpretation of the moisture content-surface force curve for soils. «S. S.», v. 58. B., 1944.
Whitt D. M. and Baver L. D. Particle size in relation to base exchange and hydration properties of Putnam clay. «J. Am. Soc. Agr.», v. 29. N. Y., 1937.
Widtsoe J. A. and McLaughlin W. W. The movement of water in irrigated soils. «Utah. Exp. St.». Bull. 115. Utah., 1912.
Widtsoe J. A. The principles of irrigation practice. W., 1926.
Wiegner G. Wasserbindung im Boden. «K. S.», Bd. 35. D.—L., 1924.
Wiegner G. Dispersität und Basenaustausch. «K. Z.», Bd. 36. D.— L., 1925.
Wilcox J. C. and Spilsbury R. H. Soil moisture studies; III application of soil moisture measurements to soils classification. «Sc. Agr.», v. 21. 1941.
Wilsdon G. Studies in soil moisture. «J. Agr. Sc.», v. 14. L., 1924.
Winterkorn H. F. and Eckert G. W. Consistency and physiochemical data of a loess pampaneo soil. «S. S.», v. 49. B., 1940.
Winterkorn H. F. The condition of water in porous systems. «S. S.», v. 56, B., 1943.
Woodruff C. M. Soil moisture and plant growth in relation to pF. «S. S. S. Am. Pr», v. 5, M., 1940.
Woodruff C. M. The movement and evaporation of soil water in relation to pF. «S. S. S. Am. Pr.», v. 6. M., 1942.
Zunker H. Eignung der mechanischen Verfahren zur Bestimmung der Dränenentfernung. «Der Kurlturtechniker». Bd. 31. B., 1928.
Zunker H. Das Verhalten des Bodens zum Wasser. «Blanck's Handbuch der Bodenlehre». Bd. IV. B., 1930.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Стр.

Предисловие 3

Введение 8

Глава I. Порозность почвы 15

Глава II. Вода, некоторые ее свойства и природа некоторых явлений, связанных со свойствами воды 31

Глава III. Парообразная влага и твердая фаза почвы 59

Глава IV. Связанная вода 107

Глава V. Подвешенная влага в почвах и грунтах 197

Глава VI. Свободная гравитационная влага 284

Глава VII. Сосущая сила почвы 338

Глава VIII. Почвенная влага и растение 353

Глава IX. Обзор форм почвенной влаги 399

Литература 446

Печатается по постановлению Редакционно-издательского совета Академии Наук СССР

Редактор издательства *В. Я. Марков.* Технический редактор *Е. В. Зеленкова*

РИСО АН СССР № 4999. Т-03084. Издат. № 3486. Тип. заказ № 167. Подп. к печ. 1/VII 1952 г. Форм. бум. 70×108¹/₁₆. Печ. л. 39,04+1 вкл. Бум. л. 14,25+1 вкл. Уч.-издат. л. 39,8 + 0,3 вкл.

Тираж 3000

Цена в переплете по прейскуранту 1952 г. 29 р. 30 к.

2-я тип. Издательства Академии Наук СССР. Москва, Шубинский пер., д. 10.

ОПЕЧАТКИ И ИСПРАВЛЕНИЯ

Стр.	*Строка*	*Напечатано*	*Должно быть*
77	3 св.	продолжительную	предположительную
97	10 »	не выше	не превышающем
143	20 »	Диме	Димо
152	18 »	дсорбированности	адсорбированности
162	2 »	Саглины	Са-глины
258	19 сн.	Во-первых	Во-вторых
309	22 св.	30%	16%
310	1 св.	от 30 до 4—5%	от 16 до 2%
310	2 »	4%	2%
348	14 сн.	в 1,5 раза	в 11 раз
401	17—18 сн.	—4° и — 78°	от —4° до 78°