

Министерство образования Московской области  
ГОУ ВПО МО «Международный университет природы,  
общества и человека «Дубна»

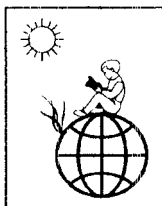
Кафедра экологии и наук о Земле

И.И. Судницын, И.З. Каманина

# ЭКОЛОГИЧЕСКАЯ ГИДРОФИЗИКА ПОЧВ

УЧЕБНОЕ ПОСОБИЕ

Допущено учебно-методическим объединением  
по классическому университетскому образованию  
в качестве учебного пособия для студентов,  
обучающихся по специальности 020804 «Геоэкология»  
и по направлению 020800 «Экология и природопользование»



Дубна, 2008

ББК 403я73  
С 89-2

Рецензент  
профессор А.И. Поздняков

**Судницын, И.И.**

С 89-2 Экологическая гидрофизика почв : учеб. пособие / И.И. Судницын, И.З. Каманина. — Дубна : Междунар. ун-т природы, о-ва и человека «Дубна», 2008. — 181 [1] с. : ил.

ISBN 978-5-89847-229-0

В учебном пособии рассмотрены основные методы определения и различные случаи движения почвенной влаги. Проанализированы различные варианты распределения давления влаги и коэффициентов влагопроводности почв в почвенном профиле при различных начальных и граничных условиях. Все рассмотренные ситуации иллюстрируются таблицами и графиками.

Учебное пособие дает представление о физической природе движения влаги в почвах в естественных и производственных условиях, прогнозировании направления и скорости движения почвенных растворов, предупреждении экстремальных экологических ситуаций (вторичное засоление почв при поливах, их пересушка при дренировании, сработка запасов влаги, доступной растениям и микроорганизмам).

Учебное пособие рассчитано на студентов и специалистов в области экологии, почвоведения, гидрологии, сельского, лесного и водного хозяйства.

ББК 403я73

ISBN 978-5-89847-229-0

© Междунар. ун-т природы,  
о-ва и человека «Дубна», 2008  
© Судницын И.И., Каманина И.З.,  
текст, 2008

## Оглавление

Глава 1. Гидрофизические свойства почв и методы их определения ..	5
Основные теоретические представления .....	5
Методы определения полного потенциала (давления) влаги .....	12
Метод гидравлического равновесия .....	12
Криоскопические методы .....	14
Гигроскопические методы .....	19
Методы определения капиллярно-адсорбционного и осмотического давления влаги .....	34
Список рекомендуемой литературы .....	41
Глава 2. О механизмах «связывания» воды в почвах .....	42
Список рекомендуемой литературы .....	58
Глава 3. Анализ некоторых видов передвижения почвенной влаги .....	59
Статическое состояние .....	65
Установившиеся процессы .....	66
Фильтрация .....	66
Пленочно-капиллярное просачивание .....	72
Восходящий поток .....	73
Нестационарные потоки .....	79
Впитывание влаги с поверхности почвы .....	79
Подъем воды в почву из грунта .....	87
Рассасывание влаги в сухие подпочвенные слои .....	94
Испарение влаги («физическое») с поверхности почвы .....	100
Одновременное разнонаправленное движение влаги через обе поверхности раздела почвенного слоя .....	105
Список рекомендуемой литературы .....	108
Глава 4. Закономерности поглощения почвенной влаги растениями ...	109
Основные теоретические представления .....	109
Влияние видовых особенностей растений на зависимость между относительной транспирацией и давлением почвенной влаги .....	119
Влияние коэффициентов влагопроводности растений на потребление почвенной влаги .....	128
Влияние концентрации корневых систем на относительную транспирацию растений .....	133

Влияние фаз развития растений	
на их относительную транспирацию .....	147
Влияние условий развития растений	
на относительную транспирацию .....	148
Влияние свойств почв на зависимость	
относительной транспирации от давления почвенной влаги .....	151
Влияние испаряемости (потенциальной транспирации)	
на зависимость между относительной транспирацией	
и давлением почвенной влаги .....	155
Модель влагопотребления растений .....	160
Режим давления влаги в почвах различных биоклиматических зон ....	163
Подзона южной тайги .....	165
Подзона хвойно-широколиственных лесов .....	167
Южная часть лесостепной зоны .....	169
Степная зона .....	171
Подзона сухой степи .....	173
Зона полупустыни .....	175
Зона пустынь .....	178
Список рекомендуемой литературы .....	180

# Глава 1. Гидрофизические свойства почв и методы их определения

## Основные теоретические представления

Силы взаимодействия между водой и твердой фазой почвы и растений весьма многообразны, силовые поля сложным образом перекрываются в пространстве. В термодинамике для облегчения исследования процессов превращения энергии в сложных системах применяются специальные методы: метод круговых процессов, разработанный Карно [3], и метод термодинамических функций (потенциалов), предложенный Гиббсом (1950).

Сущность последнего метода в том, что для определенных термодинамических систем подбираются такие функции, изменение которых при изменении состояния системы равно сумме изменений отдельных ее параметров, умноженных на некоторые постоянные величины. Четыре такие функции носят название **термодинамических** потенциалов: 1) изобарно-изотермический ( $Z$ ); 2) изохорно-изотермический ( $F$ ); 3) внутренняя энергия ( $U$ ); 4) энтальпия ( $H$ ) [3].

Для систем, состояние которых характеризуется параметрами: температурой ( $T$ ), объемом ( $V$ ), давлением ( $p$ ) и характеристической функцией — энтропией ( $S$ ), справедливы соотношения (рис. 1):

$$H = U + pV; \quad U = F + TS; \quad Z = F + pV. \quad (1.1)$$

Рассмотрим свойства термодинамических потенциалов.

### 1. Энтальпия

$$H = U + pV. \quad (1.2)$$

Здесь  $H$  — сумма «внутренней энергии» ( $U$ ) и произведения  $pV$ , равного изменению энергии вследствие производства системой работы над внешними телами (или, наоборот, внешними телами над системой — это приведет к изменению знака произведения). Величина  $U$  характеризует энергию движения молекул, атомов, внутриатомную энергию, энергию излучения и прочие виды энергии, кроме кинетической энергии системы и потенциальной энергии ее положения в силовых полях. Дифференцируя (1.2), получаем

$$dH = dU + Vdp + pdV. \quad (1.3)$$

Из термодинамики известно, что

$$dU \leq TdS - pdV. \quad (1.4)$$

Знак равенства соответствует обратимым процессам, а неравенства — необратимым.

Подставляя (1.4) в (1.3), получаем

$$dH \leq TdS + Vdp. \quad (1.5)$$

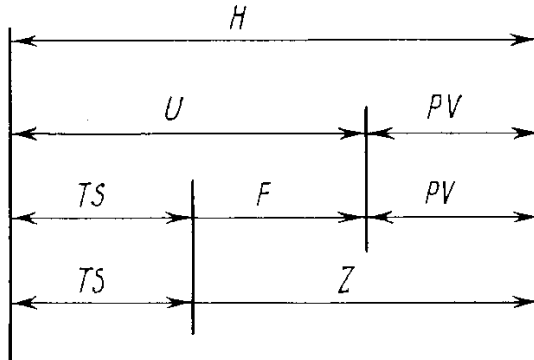


Рис. 1.1. Соотношение между термодинамическими потенциалами и параметрами (объяснения в тексте)

Таким образом, если в системе изменяются лишь  $S$  и  $p$ , изменения  $H$  показывают, на какую величину изменилась энергия системы. При адиабатических процессах, когда система не обменивается теплом с окружающей средой,  $dS = 0$ . При изобарных процессах и  $dp = 0$ . Следовательно, при адиабатно-изобарных процессах  $dH \leq 0$ . Это означает, что  $H$  не изменяется ( $dH = 0$ ) при протекании обратимых (равновесных) процессов и уменьшается ( $dH < 0$ ) при протекании необратимых (неравновесных) процессов.

Иначе этот вывод можно сформулировать так: «В системах, находящихся в условиях постоянных энтропии и давления, самопроизвольно могут протекать только те процессы, которые сопровождаются уменьшением энтальпии, причем пределом их протекания, т.е. условием равновесия, является достижение некоторого минимального для данных условий значения энтальпии» [3].

2. Аналогично для адиабатических процессов в условиях постоянного объема (адиабатно-изохорные процессы)

$$dU \leq TdS - pdV, \quad (1.6)$$

и при  $dS = 0, dV = 0 \quad dU \leq 0$ .

3. Для изобарно-изотермических процессов

$$dZ \leq -SdT + Vdp, \quad (1.7)$$

и при  $dT = 0, dp = 0 \quad dZ \leq 0$ .

4. Для изохорно-изотермических процессов

$$dF \leq -SdT - pdV, \quad (1.8)$$

и при  $dT = 0$ ,  $dV = 0$   $dF \leq 0$ .

Таким образом, для всех перечисленных вариантов условий самопроизвольно могут протекать только те процессы, которые сопровождаются уменьшением соответствующего термодинамического потенциала, а равновесие достигается лишь при равенстве соответствующих термодинамических потенциалов некоторым минимальным величинам. Все приведенные выше соотношения строго выведены на основании первого и второго законов термодинамики, истинность которых доказана всем ходом развития естественных наук.

Адиабатические процессы в реальных природных процессах, по-видимому, невозможны. Изотермичность, изобарность и изохорность также, строго говоря, не характерны для природных процессов, однако периодически в биогеоценологических системах (БГЦ-системах) могут, по-видимому, возникать условия, достаточно близкие к перечисленным, если, конечно, рассматривать достаточно малые объемы и интервалы времени. Поэтому при изучении природных БГЦ-систем наиболее полезными потенциалами могут оказаться  $Z$  и  $F$ .

Но главное, чем отличаются природные БГЦ-системы от рассмотренных выше простых систем, — большое число параметров, определяющих состояние систем и ход процессов.

Помимо изменения внутренней энергии и работы над внешними телами ( $pV$ ), в них могут происходить многочисленные химические, физико-химические, электромагнитные и прочие процессы. Только лишь в результате взаимодействий с водой термодинамический потенциал системы может изменяться за счет работы, совершенной поверхностными, капиллярными, осмотическими, ионно-адсорбционными силами. С учетом этих процессов справедливости неравенства:

$$dZ \leq \sum_{i=1}^n dA_i ; \quad dF \leq \sum_{i=1}^n dA_i , \quad (1.9)$$

где  $A_1, A_2, \dots, A_n$  — виды работы, совершаемой этими силами.

Таким образом, в изобарно-изотермических или изохорно-изотермических процессах изменение термодинамических потенциалов  $Z$  и  $F$  равно сумме работ всех видов, происходящих в системе. Возможность выразить суммарное изменение энергии системы

в результате нескольких процессов (часто протекающих одновременно) через изменение одной величины — термодинамического потенциала — является одной из основных причин столь широкого использования метода термодинамических потенциалов при изучении состояния влаги в БГЦ-системах.

Рассмотрим отдельные составляющие суммарного изменения термодинамического потенциала.

1. Известно, что к поверхности почвенных частиц (как и любых других твердых и жидких тел) приурочено силовое поле сложной природы, воздействующее на молекулы воды, попадающие в это поле. Чаще всего это взаимодействие обнаруживается в виде взаимного притяжения: вода «прилипает» к твердой поверхности частиц почвы. Чтобы «оторвать» некоторое количество воды от поверхности, необходимо совершить некоторую работу  $dA_{ад}$ , например подвергая влажную почву действию пневматического давления (в мембранных прессах Ричардса), гидравлического давления (вытесняя воду другими жидкостями), воздействуя через твердую фазу (механический пресс Лебедева), помещая ее в искусственное гравитационное поле (в центрифуге) или, наконец, нагревая.

Работа  $dA_{ад}$  пропорциональна напряженности силового поля ( $P_{ад}$ ), величине поверхности твердой фазы ( $S_T$ ) и толщине «оторванного» слоя ( $dh$ ):

$$dA_{ад} = -P_{ад} S_T dh. \quad (1.10)$$

Поскольку напряженность поля очень быстро падает по мере удаления от поверхности,  $P_{ад}$  резко изменяется по мере увеличения толщины пленки адсорбированной воды.

Размерность  $P_{ад} = \frac{\delta a \acute{a} \acute{a} \acute{d} \grave{a}}{\acute{a} \acute{u} \acute{a} \acute{i}}$  = давление. Поэтому  $P_{ад}$  часто называют адсорбционным давлением (Б.В. Дерягин называет его расклинивающим давлением).

При самопроизвольном процессе в условиях нормальных температуры и давления и в насыщенной влагой атмосфере происходит адсорбция воды почвой. При этом энергия системы «почва—вода» уменьшается (о чем свидетельствует выделение «теплоты смачивания»). Следовательно,  $P_{ад}$  имеет отрицательное значение.

Так как  $S_T dh = dV$ , можно (1.10) выразить в виде

$$dA_{ад} = -P_{ад} dV. \quad (1.11)$$

2. Аналогичные рассуждения можно провести и в отношении капиллярных явлений, возникающих на поверхности раздела



фаз: твердой — жидкой — газообразной. Поскольку и почвы, и растения почти всегда содержат все три фазы, капиллярные явления распространены очень широко. Только в затопленных почвах и в водных растениях капиллярные явления могут отсутствовать.

В этом случае работа  $dA_k$  по «отсасыванию» капиллярной влаги:

$$dA_k = -P_k S_m dh = -PdV, \quad (1.12)$$

где  $S_m$  — поверхность водных менисков,  $P_k$  по аналогии называют «капиллярным давлением»; величина его в почвах, впитывающих воду, также отрицательна.

3. В почвах и растениях всегда присутствуют вещества, растворимые в воде. Большинство из них, растворяясь, взаимодействуют с водой по типу «притяжения». Для удаления воды из раствора (например продавливая ее через полупроницаемую мембрану или при помощи электродиализа) также необходимо затратить работу ( $dA_{oc}$ ):

$$dA_{oc} = -P_{oc} dV, \quad (1.13)$$

где  $P_{oc}$  — осмотическое давление в растворе.

4. Перемещение некоторого объема почвы вместе с содержащейся в ней водой в поле земного тяготения также приводит к изменению энергии (и термодинамических потенциалов) системы. При «падении» почвы по отношению к воде совершается «отрицательная» работа:

$$dA_{гp} = -ghdM = hg\rho dV, \quad (1.14)$$

где  $g$  — гравитационная постоянная,  $M$  — масса воды,  $h$  — расстояние вдоль силовых линий поля,  $\rho$  — плотность воды. Произведение  $hg\rho$  можно формально назвать гравитационным давлением ( $P_{гp}$ ).

Учитывая все виды изменений давления влаги в системе, рассмотренные выше, можно записать:

$$-P_{ад} - P_k - P_{oc} - P_{гp} = -P_v, \quad (1.15)$$

где  $P_v$  — полное, или суммарное давление влаги в системе.

Теперь изменение термодинамического потенциала  $Z$ :

$$dZ \leq -SdT + Vdp - P_{ад}dV - P_k dV - P_{oc}dV - P_{гp}dV + \sum_{n=1}^{n-4} dA_i. \quad (1.16)$$

Таким образом, при необходимости все основные виды воздействий на термодинамическое состояние влаги в почве и растениях могут быть суммированы. В тех случаях, когда нужно узнать величину отдельных составляющих, использование полного давле-

ния также полезно, т.к., зная полное давление и некоторые его составляющие, можно по разности вычислить неизвестные.

В изобарно-изотермических условиях выражение (1.16) сокращается до

$$dZ \leq -P_{ад}dV - P_{к}dV - P_{ос}dV - P_{гп}dV + \sum_{n=1}^{n-4} dA_i \leq -P_{в}dV + \sum_{n=1}^{n-4} dA_i. \quad (1.17)$$

Соответственно для изохорно-изотермического потенциала будут действительны соотношения

$$dF \leq -S dT - p dV - P_{в}dV + \sum_{n=1}^{n-4} dA_i, \quad (1.18)$$

и при  $dT = 0$ ,  $dV = 0$

$$dF \leq -P_{в} dV + \sum_{n=1}^{n-4} dA_i. \quad (1.19)$$

Очень важно знать, как изменяется термодинамический потенциал при изменении содержания влаги в системе. Для исследования подобных случаев Гиббс (1950) ввел представление о «химическом потенциале», равном производной одного из термодинамических потенциалов по массе компонента системы:

$$\mu_j = \frac{\partial F}{\partial n_j} \left( = \frac{\partial Z}{\partial n_j} \right) = \frac{\partial F}{\partial V_j} \frac{1}{\rho} \left( = \frac{\partial Z}{\partial V_j} \frac{1}{\rho} \right) = P_j \frac{1}{\rho}. \quad (1.20)$$

Химический потенциал воды часто называют потенциалом влаги. Для достаточно разбавленных растворов  $\rho \approx 1$  и  $\mu_{в} \approx P_{в}$ . Соответственно

$$\mu_{в} = \mu_{ад} + \mu_{к} + \mu_{ос}. \quad (1.21)$$

В дифференциальном виде уравнение (1.21) при  $dT \neq 0$ ,  $dP \neq 0$  выглядит так:

$$d\mu_{в} = + \left( \frac{\partial \mu_{в}}{\partial T} \right) dT + \left( \frac{\partial \mu_{в}}{\partial P} \right) dP + \left( \frac{\partial \mu_{в}}{\partial n} \right) dn + K. \quad (1.22)$$

Необходимым условием справедливости всех приведенных уравнений является взаимная независимость всех членов правой их части. Иными словами, изменение одного из членов не должно сказываться на величине других производных. К сожалению, не приходится рассчитывать, что в почвах или растениях это условие строго выполняется. Действительно, изменение температуры приводит к изменению растворимости различных веществ и изменению  $P_{ос}$ ; изменяется и поверхностное натяжение — и, следова-

тельно,  $P_k$ . Эти эффекты пока еще слабо изучены; систематическое их исследование в будущем позволит более точно пользоваться уравнениями (1.16)—(1.22).

Другая, не менее существенная, трудность на пути применения термодинамического подхода заключается в сложной структуре силовых полей, их резких изменениях в пространстве. Так, если напряженность адсорбционных полей непосредственно около поверхности твердой фазы почвы достигает десятков тысяч атмосфер ниже нуля (напомним, что нулевым потенциалом считается потенциал на свободной поверхности чистой воды), то уже на расстоянии  $2 \cdot 10^{-3}$  мкм она едва ли ниже  $-2$  атм [5].

$P_k$  при уменьшении диаметра капилляра от 1 мм до 1 мкм падает в тысячу раз. Сильно уменьшается и  $P_{oc}$  при высыхании почвы и повышении концентрации легкорастворимых веществ (NaCl, CaCl<sub>2</sub>, KCl и др.). Вода в любой системе спонтанно стремится занять места с наибольшей напряженностью силовых полей. Эта особенность, являющаяся прямым следствием 2-го закона термодинамики, приводит к тому, что при медленных («квазиравновесных») изменениях влажности системы потенциал влаги стремится выровняться в пределах системы так, чтобы  $P_{ад}$  на поверхности пленок был равен  $P_k$  на поверхности менисков самых широких из занятых водой капилляров и  $P_{oc}$  — в изолированных полупроницаемой перегородкой скоплениях воды (например в вакуолях клеток растений). Благодаря этому при изменении влагосодержания системы происходит одновременное изменение толщины пленок воды, радиуса заполненных водой капилляров и концентрации раствора и, следовательно, одновременное и приблизительно равное по скорости изменение потенциала воды. Таким образом, при анализе процессов, в которых происходят значительные изменения влагосодержания сложных систем, необходимо учитывать, что величина потенциалов влаги чрезвычайно сильно зависит от содержания влаги. Конкретный вид таких зависимостей довольно сложен, и для таких систем, как почва и растения, не может быть вычислен на основании каких-либо немногочисленных физических свойств. Поэтому до настоящего времени приходится определять  $P_v$  эмпирически. Методы таких определений многочисленны и довольно сложны. Их анализу посвящен следующий раздел.

## **Методы определения полного потенциала (давления) влаги**

Для решения широкого круга проблем, связанных с оценкой движения влаги в БГЦ-системах, в частности в почвах, иногда можно ограничиться измерением величины полного потенциала (давления) влаги. Но в ряде случаев для более тщательного анализа приходится определять и отдельные составляющие полного давления влаги. Рассмотрим кратко основные методы измерения давления (потенциала) влаги. Начнем с методов измерения полного давления влаги.

### **Метод гидравлического равновесия**

Наиболее простым по существу (но и наиболее сложным по технике) является метод гидравлического равновесия между влагой в измеряемой системе и водой в теле, контактирующем с системой через микрокапилляры. Вода в теле находится под определенным давлением. Если вода будет передвигаться из системы в тело, это будет означать, что полное давление воды в измеряемой системе выше, чем в измерительном приборе. Необходимым условием этого метода является непроницаемость стенок прибора для веществ, находящихся в почвенном растворе (или в соке растений).

Один из первых вариантов такого прибора испытывал Ливингстон (1906). Прибор, которым он пользовался, — сосуд из пористой керамики. В глубине его пористых стенок отложен слой синеродистой меди, игравший роль полупроницаемой перегородки; внутри сосуда — раствор сахара с заданным осмотическим потенциалом (давлением). Поры в пленке синеродистой меди настолько малы, что не пропускают молекулы сахара, хотя свободно пропускают молекулы воды. К сосуду присоединяется капилляр, по изменению уровня раствора в котором можно судить, выше или ниже полный потенциал почвенной влаги по сравнению с потенциалом воды в сосуде. Недостатком этого метода, и притом существенным, является чрезвычайная сложность получения мембран, непроницаемых для низкомолекулярных веществ, содержащихся в почвенном растворе или растительном соке. Если же поры недостаточно малы и эти вещества проникают в сосуд, то они повышают осмотическое давление находящегося в нем раствора, отчего величина полного давления воды в системе оказывается завышенной, поскольку из почвы в сосуд перейдет дополнительное количество воды.

Кроме того, в порах полупроницаемых мембран вода может находиться в адсорбированном состоянии и обладать в связи с этим высокой сдвиговой прочностью. Чтобы вода в таких микропорах начала двигаться, должен поддерживаться высокий градиент потенциала, что не может не привести к получению заниженных результатов измерений.

Движение воды в тонких порах сопровождается обычно развитием высокого электрокинетического потенциала, препятствующего движению влаги и тем самым также искажающего получаемые данные.

Л.С. Литвинов (1951) предпринял остроумную попытку использовать в качестве манометра корневую систему растений, стебли которых перерезаны. Благодаря значительному осмотическому давлению сока корни продолжали поглощать воду из почвы, и в месте среза выделялась пасока. При снижении потенциала почвенной влаги пасока перестает выделяться, и осмотическое давление сока в этот момент, по мнению автора, равно полному потенциалу влаги в почве. Однако, по всей вероятности, и в этом методе существует источник погрешностей — «активный механизм» поглощения воды корнями, учесть который трудно. Существует несколько возможных причин этого эффекта. Прежде всего, это локальные градиенты осмотического давления клеточного сока и степени гидратированности протоплазмы в пределах группы клеток или даже в отдельных клетках. Доказано, что различные физиологические процессы могут существенно влиять на эти показатели состояния воды в растении.

Другим возможным объяснением активного поглощения воды является разность электрических потенциалов вдоль пути передвижения воды в растении, вызывающая электроосмотический поток ее. Для поддержания разности потенциалов требуется постоянный и значительный источник энергии. Основным источником энергии в растительном организме служит процесс дыхания. Действительно, некоторые исследователи установили прямую связь между скоростью поглощения воды растением и интенсивностью дыхания. В свете этой гипотезы некоторое повышение интенсивности дыхания во время засухи, отмеченное Алексеевым (1937), может, по-видимому, иметь приспособительное значение, ускоряя «активное» поглощение воды из почвы и передвижение ее в растении. Относительная роль «активного» процесса в водоснабжении растений едва ли велика. Так, Левит (1947) под-

считал энергию, выделяющуюся в процессе дыхания, и пришел к выводу, что этой энергии достаточно лишь для того, чтобы развить перепад давления влаги между листьями и корнями в 1 атм. Такой перепад может играть существенную роль лишь при высокой увлажненности среды обитания растений. При недостатке же почвенной влаги активные процессы составляют лишь очень незначительную часть мощных перепадов давления влаги, развивающихся в растениях в результате испарения воды в атмосферу. Действительно, «плач» растений, т.е. выделение сока из срезанного стебля, прекращается при малейших признаках недостатка влаги в почве.

Перечисленные выше источники погрешностей и техническая сложность методов гидравлического равновесия и послужили, вероятно, причиной того, что данные методы не получили широкого развития.

### Криоскопические методы

Известно, что снижение потенциала влаги в системе сопровождается понижением температуры ее замерзания. Количественная зависимость между этими явлениями выведена Эдлефсоном и Андерсоном (1966) следующим образом.

При термодинамическом равновесии химические потенциалы всех фаз системы равны, т.е.  $Z_{\text{жидк}} = Z_{\text{лед}}$ .

При изменении каких-либо условий в системе они изменятся на величину  $dZ_{\text{ж}} = dZ_{\text{л}}$ . В соответствии с (1.7)  $dZ = -SdT + Vdp$ . Следовательно,

$$V_{\text{ж}} dP_{\text{ж}} - S_{\text{ж}} dT = V_{\text{л}} dP_{\text{л}} - S_{\text{л}} dT. \quad (1.23)$$

После перегруппировки членов получим

$$V_{\text{ж}} dP_{\text{ж}} - V_{\text{л}} dP_{\text{л}} = S_{\text{ж}} dT - S_{\text{л}} dT. \quad (1.24)$$

Разделим обе части уравнения на  $dT$ :

$$\frac{V_{\text{ж}} dP_{\text{ж}}}{dT} - \frac{V_{\text{л}} dP_{\text{л}}}{dT} = S_{\text{ж}} - S_{\text{л}}. \quad (1.25)$$

Но, как известно из термодинамики [3],

$$S_{\text{ж}} - S_{\text{л}} = \frac{l}{T}, \quad (1.26)$$

где  $l$  — теплота плавления льда.

Подставляя (1.26) в (1.25), получим

$$\frac{V_{\text{ж}} dP_{\text{ж}}}{dT} - \frac{V_{\text{л}} dP_{\text{л}}}{dT} = \frac{l}{T}. \quad (1.27)$$

При замерзании некоторой части почвенной влаги количество жидкой фазы уменьшается, и оставшаяся ее часть, содержащаяся в более тонких пленках и капиллярах, находится под более низким давлением (или, как часто говорят, под более высоким натяжением). Следовательно,  $\frac{dP_{\text{ж}}}{dT} < 0$ . В то же время кристаллы льда, не имея гидравлической связи с водой, «освободились» от давления, существующего в жидкой фазе. Давление, действующее на кристаллы, уже не изменяется при изменении  $T$  и, следовательно,  $\frac{dP_{\text{л}}}{dT} = 0$ .

Учитывая это, можно переписать уравнение (1.27) в виде

$$\frac{V_{\text{ж}} dP_{\text{ж}}}{dT} = \frac{l}{T}, \quad \text{или} \quad dP_{\text{ж}} = \frac{ldT}{TV_{\text{ж}}}. \quad (1.28)$$

После подстановки значений  $l$ ,  $T$  и  $V_{\text{ж}}$  оказывается, что снижение давления на жидкую воду на 1 атм приводит к уменьшению температуры замерзания на  $0,0824^{\circ}\text{C}$ . Аналогично можно показать, что и в случае осмотического потенциала

$$dZ_{\text{ос}} = -V dP_{\text{ос}} = -\frac{ldT}{TV_{\text{ж}}}. \quad (1.29)$$

Однако в случае одинакового изменения давления (например пневматического) и над жидкой водой, и над льдом, т.е. при  $dP_{\text{ж}} = dP_{\text{л}}$ , уравнение (1.27) сохраняется в полном виде.

Преобразовав его к виду

$$dP_{\text{ж}(\text{л})} = \frac{ldT}{T(V_{\text{ж}} - V_{\text{л}})} = \frac{ldT}{T\Delta V}, \quad (1.30)$$

после подстановки обнаружим, что снижение пневматического давления на 1 атм приводит к повышению температуры замерзания воды на  $0,0075^{\circ}\text{C}$ .

Таким образом, изменение внешнего (например пневматического) давления оказывает иное (не только по величине, но и по знаку) влияние на температуру замерзания влаги в системе, чем адсорбционные, осмотические и капиллярные явления. Поэтому они могут быть объединены в виде суммы, и именно их сумма и определяется при помощи криоскопических методов.

Криоскопические методы подразделяются на два варианта. В первом определяется температура замерзания наименее «связан-

ной» части влаги; во втором — измеряется количество льда, образовавшегося при заданной отрицательной температуре.

Для определения температуры замерзания влаги образец тела, содержащего влагу (почвы или растения), медленно охлаждается до тех пор, пока не начнется кристаллизация льда. Этот процесс обычно происходит довольно бурно, и охлаждение системы на некоторое время сменяется ее разогреванием (или, по крайней мере, заметным снижением скорости охлаждения в результате выделения скрытой теплоты плавления). При этом температура системы скачкообразно повышается до температуры замерзания (или, во всяком случае, до величины, близкой к ней). При значительном переохлаждении почвы и низкой влажности субстрата выделяющегося при замерзании тепла может оказаться недостаточно для нагревания переохлажденной системы до истинной температуры замерзания. Поэтому во избежание слишком глубокого переохлаждения системы целесообразно, как только температура системы окажется на 1—1,5°C ниже ожидаемой температуры замерзания, спровоцировать замерзание легким постукиванием по образцу или термопаре. Многочисленные опыты показали, что криоскопический метод дает наилучшие результаты в диапазоне давления влаги от –1 до –20 атм, что соответствует приблизительно диапазону доступной для растений почвенной влаги. При более высоких давлениях влаги вода, расширяясь при замерзании, может оказать механическое давление на незамерзающую влагу и тем самым привести к завышению температуры замерзания. При более низкой влажности тепла, выделяющегося при замерзании, недостаточно для достижения истинной температуры замерзания или даже для четкого проявления «пика» на кривой охлаждения. В последнем случае определить температуру замерзания, видимо, невозможно.

В нашей работе использовалась следующая техника измерений. Образцы почвы помещались в охлаждающую смесь (снег с солью) или в холодильник. В образцы вводились датчики температуры: термометры Бекмана, термометры сопротивления или, чаще всего, один из спаев термопары, другой спай которой находился в среде с точно известной температурой, например в сосуде с тающим льдом, т.е. при 0°C. Термопары изготавливались из медных и константановых проводников сечением 0,5—1 мм<sup>2</sup>. Напряжение в цепи измерялось зеркальными гальванометрами типа М 196/2.

Масса образца не превышала 50—100 г (в противном случае процесс измерения затягивался). Температура охлаждающей смеси



или холодильника поддерживалась на 3—5°C ниже ожидаемой температуры замерзания, чтобы избежать глубокого переохлаждения образца и быстрого снижения его температуры, т.к. это могло привести к «смазыванию» температурного скачка при замерзании влаги. Обычно скорость снижения температуры поддерживалась на уровне 0,1—0,3°C/мин. Для предотвращения резких перепадов температуры в образце и для ускорения процесса измерений образцы предварительно выдерживались при температуре +1°C в течение нескольких часов, а затем быстро переносились в измерительную камеру.

Точность измерений температуры была не ниже  $\pm 0,02^\circ\text{C}$ , что соответствует приблизительно  $\pm 0,25$  атм.

Некоторые исследователи предпринимали попытки измерять потенциалы влаги этим методом не только в почве, но и в растениях (Взнуздаев, 1973).

Криоскопический метод используется и в иной модификации: вместо определения температуры замерзания наиболее «свободной» влаги измеряется количество льда, образовавшегося при заданной отрицательной температуре. Количество льда определяется калориметрически (по количеству тепла, поглощающегося при оттаивании почвы) или dilatометрически (по изменению объема почвенного раствора при замерзании), или по изменению диэлектрических свойств почвы.

Этот метод был использован нами в следующем варианте. Образцы почвы весом 10—20 г в течение суток выдерживались в холодильнике, где поддерживалась постоянная отрицательная температура, после чего быстро (чтобы образцы не успели нагреться от окружающего воздуха и на их поверхности не конденсировалась влага) переносились в жидкостный калориметр. Затраты тепла на таяние льда и нагревание воды, льда, почвы и капсулы, вмещающей почву, вызывают понижение температуры в калориметре. Измерив возможно более точно это понижение (мы проводили измерение термометром Бекмана с точностью до  $0,001^\circ\text{C}$ ), нетрудно было рассчитать количество льда в образце. Зная влажность образца, по разности вычисляли содержание влаги, не замерзающей при данной температуре. Чтобы влажность в течение опыта оставалась неизменной, почва помещалась в плотно завязанные или заклеенные резиновые мешочки.

Перед каждым измерением уравнивались температуры калориметра и окружающей среды. Кроме того, непосредственно перед началом и по окончании измерения определялась скорость «дрейфа» температуры в калориметре и средняя величина этого дрейфа вычиталась из общего изменения температуры калориметра (Нерсесова, 1954).

Этот вариант криоскопического метода не дает возможности непосредственно, тотчас же определить давление влаги при данной влажности образца. Поэтому вначале определялось количество незамерзшей влаги при различных температурах (например при  $-1$ ,  $-2$ ,  $-3$ ,  $-4^{\circ}\text{C}$ ), что приблизительно соответствует давлению влаги  $-12,5$ ,  $-25$ ,  $-37,5$ ,  $-50$  атм. По этим данным строилась зависимость температуры замерзания от влажности, по которой можно определить давление влаги, соответствующее любой влажности почвы.

Сравнивая два варианта криоскопического метода, следует отметить, что метод определения температуры замерзания отличается простотой, быстротой и оперативностью в получении информации о давлении почвенной влаги, но в то же время этот метод не обладает высокой точностью, т.к. быстрое охлаждение образца препятствует установлению термодинамического равновесия, для которого, собственно, и выведены основные термодинамические соотношения. Калориметрический метод обеспечивает термодинамическое равновесие, но гораздо более трудоемок, длителен и требует более сложного оборудования (холодильные камеры с терморегулятором, калориметр и пр.).

Общим слабым местом всех криоскопических методов является то обстоятельство, что снижение температуры влияет на растворимость многих веществ, гидратацию коллоидов и поверхностное натяжение воды. Все это сильно сказывается на величине потенциала влаги. Так, в почве присутствуют органические вещества, молекулы которых включают в себя полярные группы (карбокисильные и гидроксильные), энергично взаимодействующие с водой. Молекулы этих веществ концентрируются преимущественно на поверхности раздела жидкость—газ, причем располагаются таким образом, что гидрофильные концы молекул направлены вглубь раствора. Такое расположение приводит к значительному снижению поверхностного натяжения раствора и, следовательно, повышению его потенциала. Например, изовалериановая кислота при концентрации  $0,25$  М снижает поверхностное натяжение воды более чем в 2 раза. При снижении

температуры растворимость органических веществ, как правило, уменьшается. Например, растворимость щавелевой и янтарной кислот при снижении температуры с +30 до 0°C падает в 3,5 раза. Вследствие этого, по закону Гиббса, должно соответственно снижаться и количество вещества, адсорбированного на поверхности жидкости, что приведет к повышению поверхностного натяжения.

Экспериментальное подтверждение этой гипотезы встречается в работах Гарднера (1955). По его данным, понижение температуры почвы с +25 до 0°C при влажности, равной половине полевой влагоемкости, сопровождалось уменьшениям капиллярного давления с -0,38 до -0,47 атм в песчаной почве, с -0,28 до -0,47 атм — в суглинистой и с -0,42 до -0,58 атм — в торфянистой, т.е. на 24, 68 и 38% соответственно. По нашим данным (Судницын, 1964), на светло-каштановой почве повышение температуры от +20 до +38°C приводило к повышению капиллярного давления от -0,30 до -0,24 атм, т.е. также на 25% первоначальной величины. Учитывая это, необходимо в данные, полученные криоскопическим методом, вносить поправки, корректирующие понижение давления, происходящее при охлаждении почвы.

### Гигроскопические методы

Одним из хорошо изученных явлений в физике и физической химии оказалось влияние поверхностно-адсорбционных, капиллярных и осмотических сил на относительную упругость водяного пара, находящегося в равновесии с влагой в изучаемой системе [3].

Известно, что при равновесных процессах в изотермических условиях потенциал  $Z$  газа или пара связан с его упругостью зависимостью

$$\Delta Z = V dp. \quad (1.31)$$

Если в ходе процесса  $p$  очень медленно (обратимо, квазиравновесно) изменилось от  $p_1$  до  $p_2$ , то

$$\Delta Z = \int_{p_1}^{p_2} V dp. \quad (1.32)$$

Допустив, что водяной пар подчиняется закону, справедливому для идеальных газов ( $pV = RT$ ), получим

$$\Delta Z = RT \int_{p_1}^{p_2} \frac{dp}{p} = RT \ln \frac{p_2}{p_1}. \quad (1.33)$$

Если  $p_2$  равно упругости насыщенного пара в атмосфере ( $p_0$ ), то

$$\Delta Z = -RT \ln \frac{p_2}{p_1}, \quad (1.34)$$

где  $\frac{p}{p_0}$  — относительная упругость водяного пара.

Отнеся  $\Delta Z$  к одному молю воды ( $M$ ), получим

$$\frac{\Delta Z}{M} = -\frac{RT}{M} \ln \frac{p}{p_0}, \quad (1.35)$$

где  $\frac{\Delta Z}{M}$  — химический потенциал пара ( $\mu_{\text{п}}$ ). Но поскольку в равновесном состоянии химический потенциал одинаков во всех фазах, химический потенциал жидкой влаги также равен

$$\mu_{\text{ж}} = \mu_{\text{п}} = -\frac{RT}{M} \ln \frac{p}{p_0}. \quad (1.36)$$

Соответственно полное давление влаги ( $P_{\text{в}}$ ) определяется выражением

$$P_{\text{в}} = \mu_{\text{в}} \rho_{\text{ж}} = -\frac{RT \rho_{\text{ж}}}{M} \ln \frac{p}{p_0} = -\frac{RT}{V_{\text{ж}}} \ln \frac{p}{p_0}, \quad (1.37)$$

где  $V_{\text{ж}}$  — мольный объем жидкой влаги.

Можно показать, что каждая из составляющих полного потенциала (давления) влияет на величину равновесной относительной упругости пара  $\frac{p}{p_0}$ .

1. Так, при воздействии на измеряемую систему механического (пневматического или гидравлического) давления ( $p_{\text{г}}$ ) изменение потенциала влаги

$$\Delta Z = \int_{p_1}^{p_2} V dp_{\text{г}}. \quad (1.38)$$

Но поскольку вода обладает чрезвычайно малым коэффициентом сжатия, им можно пренебречь, принять  $V = \text{const}$ , и тогда

$$\Delta Z = V \int_{p_1}^{p_2} dp_{\text{г}} = V \Delta p_{\text{г}}. \quad (1.39)$$

Отсюда следует:

$$\Delta p_{\Gamma} = \frac{\Delta Z}{V}, \quad (1.40)$$

или, учитывая (1.34),

$$\Delta P_{\Gamma} = \frac{RT}{V_{\text{ж}}} \ln \frac{p}{p_0}. \quad (1.41)$$

При  $P_1 = 0$   $\Delta P_{\Gamma} = P_{\Gamma}$ .

2. Что касается осмотического давления растворов ( $P_{\text{ос}}$ ), то оно, как известно из физической химии, измеряется высотой столба чистой воды, контактирующего с раствором через полупроницаемую перегородку и находящегося с ним в термодинамическом равновесии. Таким образом,  $P_{\text{ос}}$  равно гидравлическому давлению ( $P_{\Gamma}$ ) в нижней части столба чистой воды, взятому с обратным знаком:

$$P_{\text{ос}} = -P_{\Gamma}. \quad (1.42)$$

Подставляя (1.42) в (1.41), получим

$$P_{\text{ос}} = -\frac{RT}{V_{\text{ж}}} \ln \frac{p}{p_0}. \quad (1.43)$$

Зависимость между осмотическим давлением и относительной упругостью пара для различных систем неоднократно исследовалась теоретически и экспериментально [3].

3. Менисковое давление, вызывающее подъем воды в капиллярах ( $P_{\text{к}}$ ), измеряется по высоте столба воды над плоской поверхностью жидкости в состоянии равновесия. Следовательно,  $P_{\text{к}}$  равно по величине, но обратно по знаку гидравлическому давлению ( $P_{\Gamma}$ ), которое существовало бы в нижней части столба жидкости, находящегося в капилляре, если бы поверхность мениска была не вогнутой, а плоской (т.е. при отсутствии «капиллярных сил»):

$$P_{\text{к}} = -P_{\Gamma}. \quad (1.44)$$

Учитывая уравнения (1.44) и (1.41),

$$P_{\text{к}} = -\frac{RT}{V_{\text{ж}}} \ln \frac{p}{p_0}. \quad (1.45)$$

Поскольку капиллярное давление под вогнутыми менисками отрицательно, равновесная упругость пара над ними тем меньше, чем меньше радиус кривизны мениска, в соответствии с известной формулой Лапласа:

$$P_{\kappa} = \frac{2\sigma}{r} + (p_0 - p) = -\frac{RT}{V} \ln \frac{p}{p_0}, \quad (1.46)$$

где  $\sigma$  — поверхностное натяжение на границе жидкость—газ.

4. Что касается поверхностного (адсорбционного) давления, обусловленного непосредственным взаимодействием поверхности твердой фазы с водой, образующей более или менее тонкую пленку, то экспериментально доказано значительное уменьшение равновесной относительной упругости пара по мере уменьшения толщины адсорбированной пленки воды. В соответствии с формулой Брунауэра—Эммета—Теллера [1; 6], действительной в диапазоне  $0,6 > \frac{P}{P_0} > 0,05$ ,

$$\frac{p}{p_0} = \frac{1}{\frac{W_1}{W} - a + 1}, \quad (1.47)$$

где  $W$  — влажность почвы,  $W_1$  — влажность, соответствующая пленке воды толщиной в 1 молекулу воды,  $a$  — теплота адсорбции этого слоя. Логарифмируя это уравнение и умножая обе части на  $\frac{RT}{V}$ , получим значение «адсорбционного давления» влаги ( $P_{\text{ад}}$ ):

$$P_{\text{ад}} = -\frac{RT}{V} \ln \frac{p}{p_0} = -\frac{RT}{V} \ln \left( \frac{1}{\frac{W_1}{W} - a + 1} \right). \quad (1.48)$$

Следовательно, зная относительную упругость пара, находящегося в равновесии с жидкой влагой, легко определить и потенциал (давление) влаги (табл. 1.1) для  $+20^\circ\text{C}$  [4].

Гигроскопические методы измерения полного потенциала (давления) влаги, как и криоскопические, могут применяться в двух вариантах: активном и пассивном. В активном задается относительная упругость пара, а измеряются изменения влажности почвы; в пассивном задается влажность почвы, а измеряется относительная упругость пара.

Активный вариант не позволяет определять потенциал влаги непосредственно в образцах, извлеченных из почвы или растения, но удобен для определения зависимости между влажностью и по-

тенциалом влаги. Зная такую зависимость, нетрудно определить потенциал по данным о влажности.

Таблица 1.1

**Соотношение между относительной упругостью пара  
и давлением влаги**

Относительная упругость пара, %	Давление влаги, атм	Относительная упругость пара, %	Давление влаги, атм
100	0,0	80	-297,2
99	-13,4	75	-383,2
98	-26,9	70	-475,0
97	-40,5	60	-680,4
96	-54,3	50	-923,3
94	-82,4	40	-1220,6
92	-111,0	30	-1603,8
90	-140,3	20	-2143,9
85	-214,0	10	-3067,2

Требуемая относительная упругость пара создается при помощи насыщенного раствора различных солей или растворов какого-либо вещества с известной концентрацией (например КОН или  $H_2SO_4$ ).

При использовании гигроскопических методов необходимо соблюдать высокую термостатичность. В самом деле: при влажности воздуха, близкой к полному насыщению, и температуре  $+20^\circ C$  изменение температуры в каком-либо участке системы, где устанавливается гигроскопическое равновесие, на  $1^\circ C$  приведет к соответствующему изменению относительной упругости пара на 5,8%, что, в свою очередь, соответствует изменению давления влаги на 80 атм. Следовательно, для стабилизации давления влаги в пределах 1 атм нужно обеспечить термостатичность системы не хуже  $\pm 0,01^\circ C$ . При отсутствии столь высокой термостатичности пары воды диффундируют из зоны более высокой температуры, где их упругость выше, в зону более низкой температуры, где упругость пара ниже, и там конденсируются.

Для поддержания высокой термостатичности в данной работе стандартные растворы серной кислоты и образцы почвы в стеклянных бюксах устанавливали в металлические коробки, которые заворачивали в полиэтиленовую пленку и помещали в эксикаторы, нижнюю часть которых заливали парафином. Изоляция нижней части эксикатора вызвана тем, что даже в условиях, близких к термостатическим, в любом объеме неизбежно возникает некоторый вертикальный градиент температур, вызванный стеканием холодных струек воздуха вниз и подъемом более теплых вверх. Если нижнюю часть эксикатора не изолировать, то, как показали многочисленные опыты, происходит диффузия пара из средней его части, где установлены образцы, к днищу, где пар конденсируется. Эксикаторы помещались в чехлы из плотной ткани и устанавливались в камеры, где температура стабилизировалась с точностью  $\pm 1^\circ\text{C}$ . Все предпринятые меры позволили уменьшить колебания температуры в коробках с бюксами до  $\pm 0,02$ — $0,03^\circ\text{C}$ . Следовательно, отклонения давления влаги в системе от среднего не превышали 2—3 атм. Это позволило начать гигроскопические определения с полного давления  $-10$  атм, а в засоленных почвах, где гистерезисные явления выражены слабо, даже с  $-5$  атм.

При установлении гигроскопического равновесия были приняты следующие уровни давления влаги:  $-10$ ,  $-20$ ,  $-50$ ,  $-100$  и  $-200$  атм. Первые четыре уровня соответствуют концентрациям раствора серной кислоты 2,07; 4,1; 9,1; 15,0%. Давление  $-200$  атм создавалось насыщенным раствором хлористого калия. Перед началом опыта образцы почвы с ненарушенными структурными отдельностями увлажняли до насыщения и помещали в эксикаторы вместе со стандартными растворами, осмотическое давление которых равнялось  $-10$  атм. Через 10 сут образцы взвешивали и, если вес их уменьшался, вновь выдерживали 10 сут над растворами и взвешивали, и так до наступления равновесия. По достижении равновесия раствор в бюксах заменяли на более концентрированный и вновь добивались равновесия, уже при более низкой упругости пара. Таким образом, определялась влажность почвы, соответствующая каждому из заданных уровней давления. Для ускорения достижения равновесия толщина слоя почвы в бюксах не превышала 20 мм для легких по гранулометрическому составу почв и 5—10 мм — для средних и тяжелых.



В пассивном варианте гигроскопических методов используется психрометрический способ: почва помещается в камеру и после достижения равновесия потенциалов влаги в почве и камере измеряется относительная упругость пара в камере. Изменение давления влаги в почве (или в растении) на 1 атм соответствует изменению относительной упругости пара приблизительно на 0,0007, или на 0,07%. Такой чувствительности и точности не обеспечивал ни один из существовавших до 1958 г. типов гигрометров или психрометров. В 1958 г. Ричардс предложил оригинальное психрометрическое устройство, пригодное для измерений с требуемой точностью. Оно состояло из прецизионного термостата, поддерживавшего в рабочем объеме постоянную температуру с точностью до 0,001°C. В этом объеме и выдерживались образцы почв или растений. После того, как упругость пара над образцами достигала равновесных значений, определялась разность температур между двумя спаями дифференциальной термопары, один из которых был сухим, а другой заранее смочен каплей воды. Чувствительность измерительной схемы позволяла, в принципе, обнаруживать изменения относительной упругости пара величиной 0,05%, однако испарение воды с мокрого спая термопары, происходившее в течение всего времени достижения равновесия (а оно продолжалось несколько часов), приводило к повышению упругости пара в рабочем объеме, снижая тем самым точность определений. Чтобы устранить этот недостаток, для увлажнения одного из спаев был использован эффект Пельтье [2] — при прохождении через цепь термопары постоянного электрического тока один из спаев охлаждается, и на нем происходит конденсация влаги. После выключения внешней электродвижущей силы в цепи возникает собственная ЭДС, зависящая от разности температур между сухим и мокрым спаями. Однако при использовании эффекта Пельтье в процессе охлаждения одного из спаев также происходит трудно учитываемое искажение равновесного поля температуры и упругости пара, снижающее точность измерений.

С целью устранения этих недостатков нами была предложена установка (авторское свидетельство №311191) (рис. 1.2). Упрощения, сделанные в конструкции, позволяют изготавливать и эксплуатировать такую установку в условиях рядовых почвенных и физиологических лабораторий.

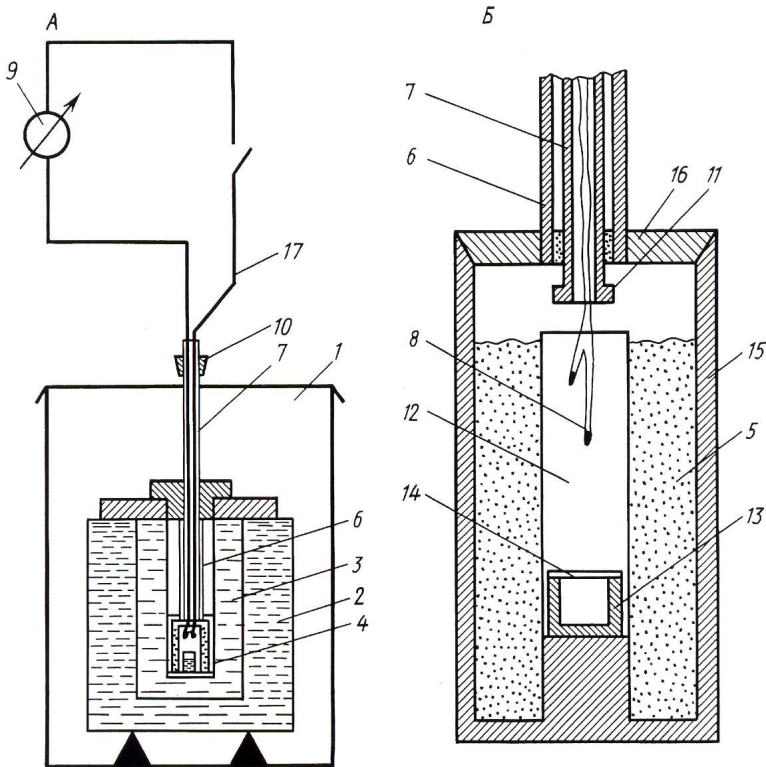


Рис. 1.2. Психрометрическое устройство (схема): *А* — устройство в целом, *Б* — рабочая камера (объяснения в тексте)

В этой установке в качестве термостатирующего устройства используется ультратермостат любой конструкции, обеспечивающий постоянство температуры в пределах  $\pm 0,03^{\circ}\text{C}$ . Такая точность, конечно, недостаточна даже для приблизительных измерений, т.к. при высокой влажности воздуха изменение температуры в каком-либо участке рабочего объема на  $0,03^{\circ}\text{C}$  приведет к изменению упругости пара, эквивалентному изменению давления влаги на 4 атм. Поэтому в ультратермостат (1) помещается внутренний стакан (3), заполненный водой (2). Вследствие высокой теплоемкости воды, амплитуда колебаний температуры во внутреннем стакане несколько меньше, по сравнению с ультратермостатом (не превышает  $0,01^{\circ}\text{C}$ ). В крышке внутреннего стакана закрепляются не-

сколько цилиндров (4), предназначенных для размещения в них рабочих камер, и мешалка, соединенная с электромотором. Рабочие камеры представляют собой цилиндрические стаканчики из нержавеющей стали объемом около  $30 \text{ см}^3$  (15) с навинчивающейся крышкой (16). К ним прикреплены трубки (6), в которых проходят электрические проводники (17), соединяющие медно-константановые термопары (8) с гальванометром (9). Термопары закреплены в стеклянных трубках (7), передвигающихся в металлических (6). Сухой спай термопары находится на расстоянии 3—5 мм от нижнего конца стеклянной трубки, мокрый спай — на расстоянии 10 мм. Спаи могут быть изготовлены как при помощи спайки, так и путем сваривания. Форма и размеры спаев должны быть одинаковыми. Стеклянные трубки обжимаются в металлических войлочными или резиновыми муфтами, препятствующими свободному передвижению воздуха и пара, но позволяющими без больших усилий опускать и поднимать их. На нижний и верхний концы стеклянной трубки плотно надеваются ограничительные кольца (10, 11), предотвращающие выпадение стеклянной трубки из наружной металлической. Ко дну рабочей камеры прикрепляется цилиндр (12) из тонкой латунной сетки, в цилиндр помещается капсула (13) с водой для смачивания мокрого спаев термопары. Размеры капсулы — высота 10 мм, диаметр 10 мм. Проводники от термопар через коллекторный переключатель подводятся к гальванометру чувствительностью не менее  $10^{-7}$  В на миллиметр шкалы. Можно использовать, например, гальванометры типа М 21/4 с внутренним сопротивлением порядка 10 Ом.

Процедура измерений заключается в следующем. Образец исследуемого материала (5) помещается между стенками рабочей камеры и сетчатым цилиндром, на дно капсулы помещается капля дистиллированной воды, после чего капсула заклеивается восковой бумагой (14) и опускается на дно сетчатого цилиндра. Затем камера навинчивается на крышку, вставляется во внутренний стакан и в таком положении выдерживается при включенном терморегуляторе 4 часа до полного выравнивания температуры в рабочей камере. Чтобы изменения температуры в лабораторном помещении не влияли на температуру внутри установки, ее помещают в воздушный термостат, где температура колеблется не более чем на  $1^\circ\text{C}$ . После достижения равновесия стеклянная трубка опускается, нижний спай термопары перфорирует восковую бумагу, закры-

вающую капсулу, и увлажняется. После того, как стеклянная трубка вновь поднимается до упора, вода с мокрого спая начинает испаряться, он охлаждается, между спаями возникает разность температур и, следовательно, разность электрических потенциалов, измеряемая при помощи гальванометра. Чем меньше равновесная упругость пара над образцом, тем больше скорость испарения и, следовательно, разность температур между сухим и мокрым спаями, тем выше сила тока в цепи термопары. В интервале относительной упругости пара 90—100% зависимость между давлением

влаги и дефицитом относительной влажности воздуха  $(1 - \frac{P}{P_0})$

близка к прямолинейной (см. табл. 1.1). Поэтому в этом интервале абсолютная величина давления влаги и сила тока в цепи термопары также почти пропорциональны.

Разность температур между сухим и мокрым спаями и, следовательно, электродвижущая сила зависят, конечно, не только от относительной упругости пара в камере, но и от формы спаев, объема воздушного пространства в камере, расстояния между спаями и поверхностью образца и ряда других факторов. Поэтому для каждой пары спаев необходимо было провести экспериментальную калибровку, т.е. установить зависимость между показаниями гальванометра и потенциалом (давлением) влаги в изучаемом объекте. Для этого использовали стандартные растворы сахарозы с концентрацией 0,5, 1 и 2 М, давление влаги в которых было соответственно равно –14, –32, –60 атм. Этими растворами обильно смачивали жгуты из ваты, которые затем укладывали в рабочие камеры. Калибровка периодически повторялась, и в случае изменения зависимости между потенциалом влаги и ЭДС спаи промывались водой, спиртом или ацетоном для удаления загрязняющих веществ.

При соблюдении этих предосторожностей средняя квадратическая ошибка отдельного измерения на описанной установке не превышала  $\pm 2$  атм. Соответственно при 6-кратной повторности измерений средняя квадратическая ошибка среднего арифметического уменьшается до  $\pm 0,5$  атм. Этого вполне достаточно для многих видов почвенно-гидрологических исследований в зоне неустойчивого и недостаточного увлажнения [8].

Таким образом, наиболее широко распространены три группы методов определения полного потенциала (давления) влаги в почвах и растениях. Все методы имеют и достоинства, и недостат-

ки. Для их оценки нами были предприняты сравнительные исследования (Судницын, Скалабан, 1968). При измерении потенциала почвенной влаги сравнивались результаты, полученные криоскопическим (по температуре замерзания почвенной влаги) и психрометрическим методами. Напомним, что кроме чисто технических причин могут существовать и принципиальные возражения против применения криоскопического метода. Так, Болт и Фрисел (1966) сомневаются в том, что энтропия почвенной влаги равна энтропии чистой воды и что, следовательно, уравнения (1.26—1.28) верны.

Исследования проводились на образцах тяжелосуглинистого чернозема (агрометеорологическая обсерватория «Каменная степь» в Воронежской обл.). Образцы почвы весом 10 г увлажнялись до 40%-й влажности (эта величина несколько превышает полевую влагоемкость) и медленно подсушивались в сосуде, где относительная влажность воздуха поддерживалась на уровне 90%. Высыхание образцов длилось 3 недели; за это время их влажность (по весу) и давление влаги измерялись 15 раз. Данные одновременных криоскопических и гигроскопических измерений (рис. 1.3) образуют на графике довольно компактную полосу рассеивания, которая может быть разделена на два участка: 1) в интервале влажности 42—27% средняя линия полосы рассеивания почти параллельна оси влажности; 2) в интервале влажности 15—27% она расположена под углом к координатным осям и также представляет собой (в первом приближении) прямую линию. О последнем достаточно убедительно свидетельствует высокий коэффициент корреляции ( $r$ ) между значениями логарифмов абсолютной величины давления почвенной влаги и величинами влажности почвы. Для психрометрических определений  $r = -0,96 \pm 0,01$ , для криоскопических  $r = -0,92 \pm 0,06$ . Прямая линия, описывающая зависимость между логарифмом абсолютной величины давления влаги и влажностью почвы в интервале влажности 15—27%, проведена при помощи метода наименьших квадратов. Вначале были построены две прямых — для психрометрических и криоскопических измерений, однако они практически совпали, что свидетельствует, по видимому, о справедливости допущений, лежащих в основе криоскопического метода, и достаточно высокой его точности. Не исключено, конечно, что при более точных измерениях на более однородных объектах обнаружатся какие-либо систематические различия в результатах, полученных этими методами. При исследова-

нии же почвенного материала такие различия если и существуют, то пренебрежимо малы по сравнению с неоднородностью почвенного материала, неравномерностью распределения влаги в почве и ошибками, обусловленными самой техникой измерений. Среднее квадратическое отклонение отдельных точек от средней линии, вызванное этими факторами, для психрометрических измерений равно  $\pm 0,11$ , для криоскопических  $\pm 0,16$ . Таким образом, точность психрометрического метода в 1,5 раза выше криоскопического. Но в то же время психрометрические измерения отнимают больше времени. Поэтому повторность психрометрических измерений вынужденно окажется меньшей, чем криоскопических, и в результате точность средних арифметических может оказаться одинаковой.

Что же касается диапазона потенциала влаги, в котором возможны измерения сравниваемыми методами, то, как видно из рис. 1.3, психрометрический метод обеспечивает достаточно воспроизводимые результаты в диапазоне от  $-4$  до  $-60$  атм, а криоскопический — в диапазоне от  $-2$  до  $-20$  атм.

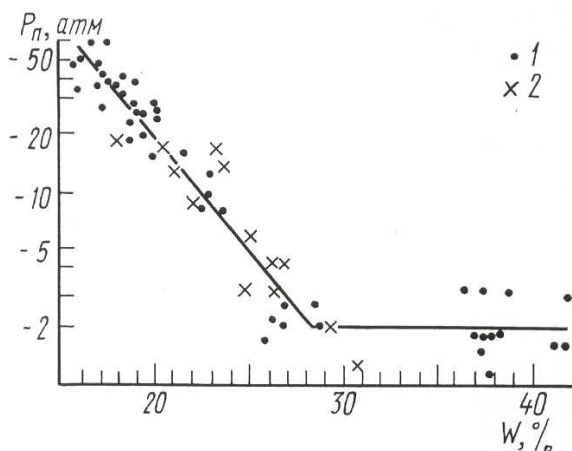


Рис. 1.3. Зависимость между давлением почвенной влаги ( $P_p$ ) и влажностью почвы ( $W$ , % веса); чернозем мощный суглинистый: • — данные психрометрических и × — криоскопических определений

Психрометрический метод можно использовать в полевой обстановке, если применять технику «пассивного» термостатирования, не требующую технического тока. Мы проводили измерения, установив термостат в грунт на дне блиндажа, на глубине, где

не проявляется суточная динамика температуры. Использование криоскопических методов в таких условиях невозможно, если отсутствуют запасы льда.

Принцип гигроскопического равновесия может быть использован и в ином варианте, когда измеряется не изменение влажности исследуемого объекта и не равновесная упругость пара, а изменение влажности (или иных параметров) стандартных растворов. Так, Барджер (1904) использовал этот вариант метода для измерения потенциала влаги в растворах. Для этого он помещал каплю исследуемой жидкости и каплю раствора сахарозы с известной концентрацией в стеклянный капилляр. Капли были разделены пузырьком воздуха, чтобы между ними не было прямого гидравлического контакта. Если потенциал влаги в исследуемом объекте выше, чем в растворе сахарозы, то будет выше и упругость пара, который будет диффундировать в раствор сахарозы и увеличивать объем его капли. Объем капли легко определить при помощи катетометра. Если же потенциал влаги в объекте ниже, то объем капли раствора сахарозы будет, соответственно, уменьшаться. Проведя серию таких определений с растворами сахарозы разной концентрации, легко выбрать концентрацию, при которой объем капель не изменяется. В этом случае потенциалы влаги в объекте и в растворе сахарозы равны. При незначительном изменении техники этот способ можно использовать для определения полного потенциала не только в жидких, но и в твердых объектах (почва, растения).

Несколько иную модификацию этого способа предложили Уршпруг и Блум (1930). Исследуемый объект они помещали в углубление на дне камеры, а капилляры со стандартными растворами закрепляли в ее крышке. В этом варианте возрастают требования к термостатичности установки, т.к. увеличивается расстояние между исследуемым объектом и стандартным раствором.

Об изменении концентрации стандартного раствора можно судить не только по изменению его объема, но и по другим свойствам, например, по электропроводности, если это — раствор электролита. Преимущество такого способа — в возможности дистанционных и автоматических измерений. Этот принцип был использован при создании обширного семейства гигросорбционных датчиков влажности воздуха. Такие датчики называются резистивными, или электролитическими гигрометрами. В дальнейшем были предложены многочисленные варианты, содержавшие осно-

ву из непроводящего материала, на которой закреплялись электроды, между которыми находился гигроскопичный электролит, чаще всего хлористый литий.

Однако все предлагавшиеся устройства сохраняли устойчивую зависимость между относительной упругостью пара и электропроводностью гигроскопичного элемента лишь при относительной упругости пара не выше 95—97%, т.е. в интервале влаги, уже недоступной для большей части растений. И, что самое главное, все они не были защищены от попадания влаги в гигроскопический элемент при помещении их в почву. Попадание же раствора в электролит неминуемо привело бы к порче датчика (к вымыванию гигроскопичных солей из элемента либо к попаданию в элемент солей из почвенного раствора, и в обоих случаях нарушалась бы калибровочная зависимость между относительной упругостью пара (потенциалом влаги) и электропроводностью датчика).

Для преодоления этих недостатков необходимо было подобрать гигроскопичный материал, реагирующий на изменение относительной упругости пара в интервале 98—100%, и предусмотреть устройство, предотвращающее попадание почвенного раствора в электролит. В качестве такого гигроскопичного материала можно использовать соли, потенциал влаги насыщенных растворов которых находится в интервале  $-20$  —  $-40$  атм, например  $K_2SO_4$ ,  $BaNO_3$ . Пригодны и некоторые другие соли, но они недостаточно стабильны и могут разлагаться при освещении, повышении температуры.

Для защиты солей от попадания почвенного раствора они размещаются в капсуле, находящейся на поплавке (рис. 1.4). Поплавок находится в патроне, верхняя и боковые стенки которого непроницаемы для воды, а нижняя сторона — перфорирована или выполнена из пористого материала. Благодаря непроницаемости для воды верхней или боковых стенок патрона раствор при существующих в почве гидравлических напорах может заполнить лишь нижнюю часть патрона (0,1 или 0,2 его объема), т.к. воздух, находящийся в патроне, сжавшись при поднятии раствора в патрон, будет препятствовать его дальнейшему продвижению. Образуется миниатюрная модель «водолазного колокола», свободная от воды. Капсула, закрепленная на поплавке, поднимается вместе с раствором, что надежно защищает гигроскопический материал от попадания в него почвенного раствора (авторское свидетельство №459729). Равновесие потенциалов влаги в системе почва—датчик устанавливается через газовую фазу. Для ус-



корения достижения равновесия количество соли в капсуле должно быть очень малым, не более 1—2 мг; расстояние между капсулой и почвой также не должно превышать 3—5 мм. При соблюдении этих условий равновесие может установиться через 2—3 сут. Для получения более оперативной информации нами разработана другая методика. Вместо капсулы с электродами и гигроскопической солью на поплавке помещается кружок фильтровальной бумаги, смоченный раствором одной из указанных выше солей известной концентрации. Предварительно (до помещения в патрон) электропроводность этого кружка измеряется в специальном устройстве. Затем патрон вводится в почву, и через некоторое время вновь измеряется электропроводность фильтровальной бумаги. Если потенциал почвенной влаги выше, чем в исходном растворе электролита, бумага будет сорбировать парообразную влагу, увеличится ее влажность и степень диссоциации электролита и, следовательно, увеличится электропроводность. В противном случае электропроводность будет падать.

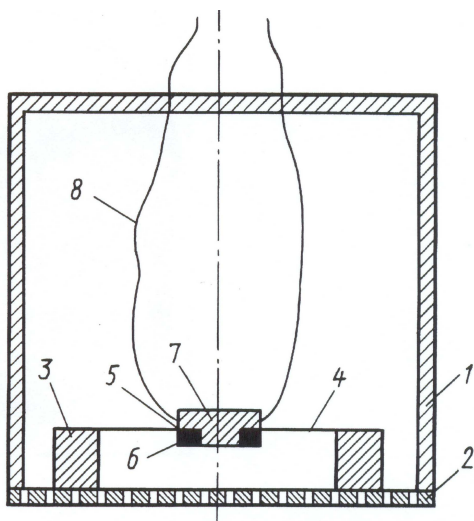


Рис. 1.4. Гигроскопическое устройство для непрерывных измерений полного давления почвенной влаги в полевых условиях (схема): 1 — патрон, 2 — перфорированное дно патрона, 3 — кольцевой поплавок, 4 — нить, 5 — капсула, 6 — электроды, 7 — гигроскопический материал, 8 — проводники

Для удобства измерений патрон представляет собой цилиндрическую полость в нижнем конце стержня из пластмассы или де-

рева, в которую вставляется пробка, также изготовленная из некорродирующегося материала. Пробка имеет перфорированное дно и ограничительный выступ, предотвращающий выпадение кольцевого поплавка. Кружок фильтровальной бумаги наклеен на цилиндрок из несмачивающегося и некорродирующегося материала.

При измерении пробка вынимается из стержня и опрокидывается в пробку большего диаметра, после чего вынимается. Большая пробка с оставшимся в ней цилиндром вставляется в измерительное устройство, и определяется электропроводность фильтровальной бумаги. Эта процедура позволяет качественно оценить, больше или меньше заданной величины потенциал влаги в почве. Более точную оценку можно получить, если в один и тот же почвенный горизонт поместить одновременно несколько таких зондов с фильтровальными бумажками, каждая из которых смочена раствором электролита, отличающимся от прочих по концентрации. Если, например, выбрать ряд концентраций, соответствующих значениям потенциала влаги  $-5$ ,  $-10$ ,  $-15$  и  $-20$  атм, и при измерении окажется, что электропроводность фильтров, смоченных  $-15$  и  $-20$ -атмосферными растворами, увеличилась, а  $-5$  и  $-10$ -атмосферными — уменьшилась, то это будет свидетельствовать о том, что потенциал влаги в почве находится в интервале  $-10$  —  $-15$  атм.

Описанное устройство отличается простотой конструкции и не требует дефицитных или дорогостоящих материалов, поэтому его можно изготовить в любой почвенно-агрохимической лаборатории и использовать в полевых условиях.

Выше кратко рассматривались методы измерения полного потенциала почвенной влаги. Однако в ряде случаев необходимо получить информацию и об отдельных составляющих полного потенциала: адсорбционно-капиллярного, осмотического и др. Разберем некоторые из них.

## **Методы определения капиллярно-адсорбционного и осмотического давления влаги**

Методы определения капиллярно-адсорбционного потенциала, в сущности, те же, что и при определении полного потенциала влаги.

Метод гидравлического равновесия применяется наиболее часто. Однако в этом случае стенки сосуда с водой, находящегося в контакте с исследуемым телом, не будут полупроницаемыми; они настолько широки, что уже не являются препятствием для

диффузии растворенных в воде веществ, как низко-, так и высокомолекулярных. Поэтому в этом варианте метод не позволяет оценить осмотическую составляющую суммарного давления, величина же поверхностного давления может быть измерена с достаточной точностью, поскольку через широкие поры гидравлическое давление передается почти без искажений. Чтобы его измерить, к пористому сосуду присоединяется манометр. Ясно, что давление в полости сосуда может быть равно наружному отрицательному давлению почвенной влаги лишь в том случае, если воздух из атмосферы не проникает в полость, иначе вся вода вытекла бы из сосуда, заместившись воздухом, и давление в нем стало бы равным атмосферному. Такая непроницаемость для воздуха влажных пористых стенок сосуда становится возможной благодаря тому, что вогнутые водные мениски, закрывающие устья капиллярных пор, способны выдерживать значительный перепад давлений, не прорываясь и не пропуская атмосферный воздух внутрь сосуда. Величина предельного перепада давлений, при котором происходят «прорыв» менисков и просачивание пузырьков воздуха в сосуд, может быть приблизительно рассчитана по формуле Жюрена

$$\Delta P = \frac{0,3}{d},$$

где  $\Delta P$  — перепад давлений на концах капилляра, см. вод. ст.;  $d$  — эффективный диаметр капилляра, см.

Согласно этой формуле, капиллярные поры с эффективным диаметром 3 мкм могут выдержать перепад давления до 1 атм, т.е. при нормальном атмосферном давлении воздух не проникнет в сосуд через такие поры даже в том случае, когда разрежение внутри сосуда будет близко к 1 атм (полный вакуум). При помощи такого прибора можно, следовательно, измерять гидравлическое давление воды в почве при любых положительных давлениях (в этом случае он будет называться пьезометром) и при отрицательных давлениях до  $-1$  атм.

Большое достоинство приборов такого типа, называемых «тензиометрами», в том, что они позволяют измерять поверхностное давление влаги непосредственно в полевых условиях. Предлагалось много различных вариантов конструкции тензиометров и способов их применения. Во всех вариантах конструкции присутствуют два элемента — сосуд с пористыми стенками, заполненный водой, и манометр. Манометры могут быть водяными, ртутными, мембранными, газовыми. Наиболее дешевые и простые — газовые

(в сосуде находится трубка, содержащая пузырек воздуха) (рис. 1.5). При возникновении разрежения в сосуде объем пузырька увеличивается в соответствии с зависимостью  $pV = \text{const}$ . Отградуировав трубку, можно по размеру пузырька определить разрежение. Правда, точность показаний такого манометра снижается из-за температурных воздействий на объем воздуха и его растворимость, однако его простота, портативность и, наконец, малая стоимость и легкость изготовления делают его в высшей степени удобным для массовых измерений, особенно в полевых хозяйственных условиях.

Однако тензиометры позволяют измерять давление влаги не ниже  $-1$  атм, тогда как в естественных условиях оно может снижаться до сотен атмосфер ниже нуля.

Принцип гидравлического равновесия можно использовать и при этих давлениях, но в несколько иных условиях. Если при использовании тензиометров почва находится под атмосферным давлением, а в камере с водой давление переменное, то в приборе для измерения более низких давлений, напротив, почва находится в камере переменного давления, а резервуар с водой сообщается с атмосферой.

Повышение давления газа над почвой, расположенной на тонкопористой пластине (диаметр пор не должен превышать  $0,1$  мкм), вызывает перетекание воды из почвы через пластину в резервуар с водой. Когда капиллярно-адсорбционное давление почвенной влаги станет равным по абсолютной величине (но противоположным по знаку) давлению воздуха в камере, вытекание воды из почвы прекращается. Прибор, основанный на этом принципе, впервые предложил Ричардс (1941), назвав его «pressure-membrane apparatus» («мембранный пресс»). Существует много различных конструкций мембранного пресса, отличающихся размером и формой камер повышенного давления, видом мембран и манометров, способами поддержания давления на заданном уровне [2; 5].

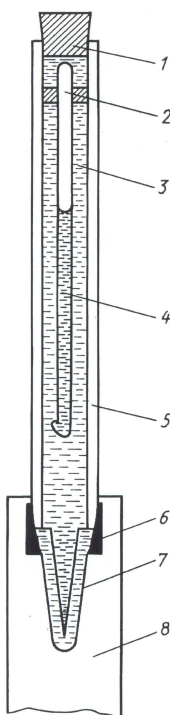


Рис. 1.5. Тензиометр с пузырьковым манометром (схема): 1 — пробка, 2 — пузырек воздуха, 3 — внутренняя полость тензиометра, 4 — манометрическая трубка из прозрачного материала, 5 — корпус тензиометра из прозрачного материала, 6 — эпоксидная смола или резиновый шланг, 7 — пористый керамический наконечник, 8 — почва

Наилучшие результаты получаются, если влага, содержащаяся в почве, находится в непрерывном гидравлическом контакте с влагой, находящейся в резервуаре. Но, поскольку почва в мембранных прессах обычно лежит на мембране, а резервуар — под мембраной, то воздух, всегда просачивающийся, хотя и в небольших количествах, через мембрану, скапливается под ней, прерывая гидравлический контакт. В ряде конструкций существуют специальные устройства для удаления воздуха из-под мембраны, однако они лишают возможности измерять зависимость между давлением влаги и влажностью, не разбирая пресса и не взвешивая образцы [2].

Для удобства определений нами был сконструирован мембранный пресс, в котором почва находилась не над мембраной, а под мембраной или сбоку от нее. Почва прижимается к поверхности мембраны резиновым мешочком, обеспечивающим равномерное ее уплотнение. Воздух, просачивающийся через мембрану, свободно поднимается в жидкости и удаляется в атмосферу, не накапливаясь около мембраны и не прерывая гидравлической связи. О количестве воды, вытекшей из почвы или впитавшейся в нее, судят по изменению уровня воды в градуированной стеклянной трубке. Эта система позволяет измерять содержание влаги в почве при различных давлениях влаги, не разбирая прессов и не взвешивая образцы, причем измерения можно проводить не только в режиме отсасывания влаги из почвы (десорбции), но и впитывания (адсорбции).

Следует заметить, что вода в порах мембранных прессов может находиться частью в адсорбированном состоянии, частью — в диффузном слое ионов; следовательно, необходимо создать некоторый начальный градиент давления, чтобы течение воды началось. Это может послужить причиной ошибок в измерениях, хотя их величина, конечно, меньше, чем при использовании полупроницаемых мембран, где поры еще на несколько порядков тоньше.

В данной работе изучение капиллярно-адсорбционного давления почвенной влаги проводилось как капилляриметрическим методом, так и методом мембранного пресса. В качестве сосудов с пористыми стенками использовались керамические фильтры (бактериологические) конической формы с порами толщиной 1 мкм. При их установке в мембранных компрессорах эти фильтры дополнительно покрывались пленкой целлофана путем многократного покрытия их раствором коллодия и очень медленным подсушиванием в парах эфира. Такая пленка выдерживала перепад давле-

ния до 10 атм, что позволяло провести определения почти во всем интервале влажности, доступной для растений.

Тензиометры и мембранные прессы служат для непосредственного измерения капиллярно-адсорбционного давления почвенной влаги. Как уже указывалось, недостатком тензиометра является невозможность определять давление ниже  $-1$  атм, а мембранных прессов — невозможность проводить измерения в полевых условиях в режиме непрерывного слежения за давлением влаги. Для преодоления этих недостатков был предложен опосредованный метод, при котором давление влаги измеряется не в самой почве, а в стандартном калиброванном пористом теле, влага которого находится в гидравлическом контакте с почвенной влагой. Этот контакт обеспечивает быстрое достижение равновесия капиллярно-адсорбционного давления в системе почва — пористое тело. Стандартное пористое тело часто называют «блоком». Блоки имеют небольшой объем ( $5-10$  см<sup>3</sup>) и различную форму, изготавливаются чаще всего из гипса, стекловолокна, нейлоновой ткани, бетона и т.п. В блоки встроены электроды, провода от которых выводятся на поверхность почвы. Заранее, при изготовлении, в лабораторных условиях определяется зависимость между давлением влаги в блоке и его электропроводностью, что позволяет в дальнейшем по легко измеряемому параметру (электропроводности) определять давление влаги в почве, контактирующей с блоком. В процессе калибровки давление влаги в блоке задается при помощи помещения его в капилляриметр или мембранный пресс, где поддерживается требуемый уровень разрежения (давления) газа или жидкости.

В наших исследованиях использовались блоки из гипса. Электроды из латунной сетки, с припаянными к ним проводниками, закреплялись в разборной форме и заливались гипсовым раствором. Для приготовления гипсового раствора медицинский гипс (алебастр) смешивался с водой в соотношении 2 : 1 и тщательно перемешивался в течение 30 с, после чего быстро выливался в форму. Через 10 мин гипс затвердевал, форма разбиралась, и готовый блок подвергался калибровке [7].

Когда капилляриметры или мембранные компрессоры отсутствуют или имеются в ограниченном количестве, калибровку можно провести проще. Для этого блоки закладываются в сосуды с почвой, для которой известна зависимость между влажностью и

давлением влаги. В сосуд высеваются растения с густой корневой системой (например злаки), и после того, как они разовьют надземную и подземную массу, полив сосудов прекращается, влажность и давление влаги снижаются равномерно по объему сосуда, и электропроводность блоков падает. Проведя параллельные измерения влажности почвы (по весу сосудов) и электропроводности, легко определить калибровочную зависимость между давлением влаги в блоках и их электропроводностью сразу для большой партии блоков (авторское свидетельство №381989, И.И. Судницын, Н.А. Муромцев). Результаты измерений показали, что между давлением влаги в блоках и логарифмом их электрического сопротивления существует зависимость, близкая к линейной. В интервале давления  $-2$  —  $-15$  атм она может быть приближенно выражена формулой

$$\lg R = 0,16|P_k| + 2,5, \quad (1.49)$$

где  $R$  — электрическое сопротивление блоков, Ом;  $P_k$  — капиллярно-адсорбционное давление влаги, атм.

Метод блоков обладает существенным недостатком: наличие в почве легкорастворимых солей, мигрирующих по профилю, может сильно исказить величину их электропроводности, несмотря на то, что гипс, в силу своей растворимости, хотя и небольшой, может буферить в некоторой степени влияние солевой концентрации почвенного раствора. Так, даже внесение больших доз минеральных удобрений (2 т/га) увеличивает электропроводность блоков на 20—30%.

Измерение электрической емкости или диэлектрической проницаемости позволяет избежать этой трудности, но сама техника таких измерений сопряжена со значительными техническими проблемами и потому не получила широкого распространения.

Осмотический потенциал (давление) влаги удастся определить, лишь выделив раствор из системы. Существуют различные способы выделения раствора из почвы и растений. Так, Генкель (1946) определял осмотическое давление почвенного раствора путем приготовления 5-кратной водной вытяжки и последующего ее выпаривания. Затем полученный сухой остаток вновь растворялся в воде, количество которой равно количеству влаги, содержащейся в почве при исходной (или заданной) влажности почвы. Однако этот метод, по-видимому, не точен, т.к. выпаривание может привести к необратимой коагуляции некоторых коллоидных веществ, превращению бикарбонатов кальция в слабо растворимые

карбонаты и т.д., что приводит к завышению осмотического потенциала по сравнению с почвенным раствором.

Более надежные результаты можно получить, определяя осмотический потенциал в растворе, извлеченном непосредственно из почвы путем выдавливания его механическим прессом, вытеснения инертными жидкостями (спирт, растительные масла и пр.) или при помощи центрифугирования. Однако все эти способы приводят к разрушению почвенных агрегатов, разогреванию почвы, возникновению электрокинетического потенциала и другим эффектам, которые могут существенно изменить состав и, следовательно, осмотический потенциал почвенного раствора.

Определить осмотическое давление влаги в выделенном растворе можно любым из методов измерения полного давления — методом гидравлического равновесия, криоскопическим или гигроскопическим. Наиболее прост, несомненно, криоскопический метод.

В тех случаях, когда почвенная влага находится преимущественно под воздействием капиллярно-адсорбционного и осмотического силовых полей, а остальными силами можно пренебречь, одну из составляющих легко рассчитать по разности, если известны величины полного давления и другой составляющей.

Разделить воздействие капиллярных и адсорбционных сил обычно очень трудно, т.к. по природе эти силы сходны. Можно сказать, что капиллярные силы есть адсорбционные силы, продолженные в объем. Далее, при обсуждении экспериментальных данных, будет показано, что их можно попытаться разделить лишь по некоторым косвенным признакам.

Не менее трудно разделить осмотические силы, действующие в «объемном растворе», и влияние ионов (поглощенных) диффузного слоя. Отдиффундировавшие поглощенные ионы, находящиеся в периферических слоях диффузного слоя, при извлечении раствора из почв или растений легко могут быть отнесены к числу осмотически активных веществ.

Учитывая эти принципиальные и технические трудности, не следует, по-видимому, при существующем уровне методики требовать высокой точности при измерении отдельных составляющих полного давления.



## Список рекомендуемой литературы

1. Воронин, А.Д. Структурно-функциональная гидрофизика почв / А.Д. Воронин. — М. : Изд-во МГУ, 1984. — 204 с.
2. Глобус, А.М. Почвенно-гидрофизическое обеспечение агроэкологических математических моделей / А.М. Глобус. — Л. : Гидрометеоиздат, 1986. — 427 с.
3. Киреев, В.А. Курс физической химии / В. А. Киреев. — М. : Госхимиздат, 1955. — 832 с.
4. Крафтс, А. Вода и ее значение в жизни растений / А. Крафтс, Г. Карриер, К. Стокинг. — М. : Иностран. лит., 1951. — 388 с.
5. Мичурин, Б.Н. Энергетика почвенной влаги / Б.Н. Мичурин. — Л. : Гидрометеоиздат, 1975. — 208 с.
6. Роде, А.А. Основы учения о почвенной влаге : в 2 т. / А.А. Роде. — Л. : Гидрометеоиздат, 1965—1969. — Т. 1. — 663 с.
7. Судницын, И.И. Движение почвенной влаги и влагопотребление растений / И.И. Судницын. — М. : Изд-во Моск. ун-та, 1979. — 253 с.
8. Судницын, И.И. Закономерности передвижения почвенной влаги / И.И. Судницын. — М. : Наука, 1964. — 135 с.
9. Шеин, Е.В. Курс физики почв / Е.В. Шеин. — М. : Изд-во МГУ, 2005. — 460 с.

## Глава 2. О механизмах «связывания» воды в почвах

Механизмы «связывания» воды в почвах являются важнейшим фактором плодородия почв и основным объектом исследований в гидрофизике почв. Датой рождения данной науки можно считать 1806 г. — именно тогда член Парижской Академии наук маркиз Пьер Симон Лаплас открыл «закон капиллярности» — один из важнейших законов гидрофизики почв [7, с. 44].

Теория капиллярности — теоретическая основа статики почвенной влаги. Ее динамикой ученые занялись немного позже: в 1856 г. основным закон движения почвенной влаги (закон фильтрации воды в почвах и грунтах) сформулировал главный инженер гидравлических работ Парижа де Дарси [7, с. 356]. Таким образом, в 1856 г. гидрофизика почв оформилась в логически завершенную, очень важную для практики сельского хозяйства (особенно для водных мелиораций) структурную часть теоретического почвоведения. В 1881 г. Д.И. Менделеев в «Лекциях земледельческой химии» [6, с. 193—195] описал роль воды в формировании почвенного покрова, в 1894 г. А.А. Измаильский [4] опубликовал обобщающий труд о почвенной влаге. Позднее, в 1905—1908 гг., была опубликована серия блестящих работ А. Аттерберга [7, с. 202, 212, 330] о водоудерживающей способности почвы, Л.Дж. Бриггса [7, с. 92] — о сорбции почвой водяного пара, Е. Бэкингема [7, с. 363] — о капиллярном потенциале, Б.Е. Ливингстона [7, с. 521] — о доступности влаги растениям. Наконец, в 1956 г. появился целый ряд замечательных публикаций о почвенной влаге: М.К. Буша и В.Я. Капота [7, с. 430], В.Р. Гарднера [7, с. 408], Б.В. Дерягина [7, с. 188], А. Клюта, Р.Р. Брюса и М.Б. Рассела [7, с. 406], М.К. Мельниковой и С.В. Нерпина [7, с. 270], Х.Л. Пенмана [7, с. 554], Л.А. Ричардса, В.Р. Гарднера и Ген Огаты [7, с. 450], Р.О. Слейчера [7, с. 508], Е.Ц. Чайлдса [7, с. 420], А. Чайнарда и Т. Еннса [7, с. 38].

Этой сложной проблеме посвящены десятки монографий (в том числе А.М. Глобуса [1], С.И. Долгова [2] и Р.И. Злочевской [3]) и тысячи статей. Особо выделяется в этом ряду фундаментальный труд А.А. Роде [7], обобщающий результаты более чем векового развития гидрофизики и гидрологии почв. Эта работа по настоящее время остается актуальнейшим обзором самых ценных фактов, ги-

потез и теорий. Положительно оценивая достижения гидрофизики почв, А.А. Роде отмечал, что многие проблемы остаются нерешенными. Среди них очень большое значение он придавал природе «связывания» воды почвой и, в особенности, роли в этом процессе обменных катионов: «В почвоведении существует твердо установленный взгляд, основанный на многочисленных экспериментальных данных, сущность которого сводится к тому, что огромное влияние на связывание жидкой воды почвенными частицами оказывает состав обменных катионов» [7, с. 167]. В то же время Роде отмечал, что «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. Дело будущих исследований — выяснить точно, какую долю в сорбции влаги составляет гидратация обменных катионов и какую — связывание молекул воды непосредственно поверхностью почвенных частиц». За последние 40 лет гидрофизика продвинулась в познании этих явлений, и сейчас можно попытаться ответить на этот вопрос, как привлекая новые факты, так и более тщательно анализируя (методами математического анализа и статистики) материалы, приведенные в этой монографии, что позволило перейти от качественных умозаключений к количественным выводам.

Говоря о «связывании» воды почвой, имеют в виду прежде всего изменение ее энергетических характеристик (уменьшение удельной свободной энергии воды, поступающей в почву) в результате взаимного притяжения молекул твердой фазы почвы (как растворимых, так и нерастворимых ее компонентов) и воды, что приводит к замедлению скорости движения молекул, уменьшению равновесной относительной влажности воздуха, снижению температуры замерзания почвенной влаги и повышению температуры ее кипения. Энергетические характеристики можно измерить как прямыми методами (капилляриметрами или осмометрами), так и косвенными: по равновесной относительной влажности воздуха (гигроскопический метод), по теплоте, выделяющейся при смачивании сухой почвы (калориметрический метод), и по температуре замерзания почвенной влаги (криоскопический метод) [1; 9]. Параметры энергетического состояния почвенной влаги, полученные разными методами, связаны точными количественными соотношениями и могут быть выражены либо в виде потенциала почвен-

ной влаги (Дж/кг воды или кал/г воды), либо в виде ее давления (капиллярного, осмотического, гидравлического, пневматического или их суммы — полного давления).

Связывание (сорбция) воды — очень сложный процесс, т.к. в нем участвуют, как минимум, три явления. Первое из них — адсорбция воды на электрически нейтральной поверхности твердой фазы почвы в результате взаимного притяжения молекул воды и твердой фазы (силы Ван-дер-Ваальса), второе — гидратация обменных ионов диффузного слоя и третье — сорбция влаги под действием капиллярных сил. Естественно, что капиллярная сорбция имеет место только в почвах, не полностью насыщенных водой, где существуют поверхности раздела между твердой фазой, жидкостью и газом.

Адсорбция, в свою очередь, складывается из трех составляющих: дисперсионного, ориентационного и индукционного взаимодействия молекул адсорбента и адсорбата. При адсорбции воды на органических веществах преобладает дисперсионное взаимодействие, интенсивность которого обратно пропорциональна 6-й степени расстояния от поверхности твердой фазы почвы. На поверхности же ионных кристаллов преобладают ориентационное и индукционное взаимодействия; их величина обратно пропорциональна 3-й и 6-й степени расстояния от поверхности. Таким образом, при изменении содержания воды в почве изменяются и ее энергетические характеристики: если при дисперсионном и индукционном взаимодействии 1-й слой молекул удерживается почвой с давлением  $-9200$  атм, что соот-

ветствует  $\frac{P}{P_0} = 0,001$ , то 2-й слой — с давлением  $\frac{-9200}{3^6} = -12$  атм,

а 3-й слой — всего лишь  $\frac{-9200}{5^6} = -0,6$  атм. Влага 3-го слоя легко

доступна растениям, и, следовательно, не является связанной [9].

Поэтому совершенно справедлив вывод А.А. Роде о том, что «эти первые слои, числом, по-видимому, не более двух, адсорби-

руются: первый в пределах  $\frac{P}{P_0}$  от 0 до 0,2 и второй в пределах от

0,2 до 0,4. Соответствующее им содержание влаги, характеризующее максимальную адсорбционную влагоемкость, близко к содержанию гигроскопической влаги в воздушно-сухой почве и составляет 0,6—0,7 максимальной гигроскопической влажности. Эти первые слои образуют прочно связанную влагу» [7, с. 194].

Между тем известно, что влага, связанная не столь прочно (рыхло связанная), образует пленки толщиной в десятки, сотни и даже тысячи молекулярных слоев [7, с. 195]. Какие же силы удерживают эту влагу? Высказывалось мнение, что многослойная сорбция связанной влаги совершается за счет притяжения дипольных молекул воды к ориентированным диполям, образующим первый (мономолекулярный) слой адсорбированной воды. Однако и «свободная» («объемная») вода состоит из этих же диполей, формирующих структуру воды, которая, однако, не отличается большой прочностью [7, с. 194]. Поэтому многослойная пленка почвенной влаги не должна была бы отличаться по свойствам от воды «свободной», и ее никак нельзя было бы отнести к категории влаги «связанной». Между тем многочисленные факты свидетельствуют о том, что свойства этой рыхло связанной влаги (например равновесная упругость пара, температура замерзания) достоверно отличаются от свойств свободной воды [9].

Рассмотрим роль в связывании почвенной влаги двух других сил: гидратации обменных ионов и капиллярной конденсации. Поскольку обе эти силы влияют на одни и те же микрообъемы воды, разделить их влияния какими-либо прямыми методами пока не удается. Однако это можно сделать косвенными методами, наблюдая, например, как изменяются свойства почвенной влаги при замене одних обменных катионов на другие. Чтобы стала ясной суть этих методов, напомним вкратце, что глинистые минералы и органические вещества, содержащиеся в почвах, содержат атомы металлов (чаще всего Al, Fe, Ca, Mg, K, Na) и водорода (H). В воде эти вещества диссоциируют, и атомы металлов (и H) переходят в раствор в виде катионов, образуя около поверхности твердой фазы «диффузную ионную атмосферу». Их положительные электрические заряды притягивают к себе отрицательные полюса дипольных молекул воды. В результате образуются гидраты соответствующих катионов. Внутренняя энергия гидратов (ЭГ) всегда меньше суммы внутренних энергий катионов и молекул воды (ЭС). Их разность (ЭС – ЭГ) (она называется «теплотой гидратации ионов» — ТГ — и выражается в кал/м-экв ионов), освобождается и может быть израсходована на другие физико-химические процессы, например, на отрыв ионов (ГО) от «материнских» молекул (или от кристаллических решеток), слагающих твердую фазу почв, или на повышение температуры увлажненных почв [7,

с. 157, 159]. В последнем случае она называется «теплотой смачивания» почвы (ТС) и выражается в калориях на 1 или 100 г почвы [7, с. 148—166]. Следовательно,

$$ТГ = ТО + ТС. \quad (2.1)$$

Величина ТГ позволяет оценить суммарное количество воды, которое может быть связано в почве обменными катионами. Однако необходимо знать и силу, с которой удерживаются различные порции связанной воды или, как принято говорить в физике почв, знать зависимость давления (или потенциала) почвенной влаги от влажности почвы.

Известно, что полное давление влаги ( $P$ ) связано функциональной зависимостью с равновесной относительной влажностью воздуха ( $\frac{P}{P_0}$ , где  $p$  и  $p_0$  — упругость пара, не насыщающего и насыщающего воздух):

$$P = -\frac{RT}{V} \ln \frac{P}{P_0}, \quad (2.2)$$

где  $R$  — универсальная газовая постоянная,  $T$  — абсолютная температура,  $V$  — объем 1 грамм-моля воды [1].

Например, при  $\frac{P}{P_0} = 0,8$   $P = -300$  атм, при  $\frac{P}{P_0} = 0,6$   $P = -680$  атм,

при  $\frac{P}{P_0} = 0,4$   $P = -1220$  атм, при  $\frac{P}{P_0} = 0,2$   $P = -2144$  атм и при

$\frac{P}{P_0} = 0,1$   $P = -3067$  атм. На этой зависимости основан гигроскопический метод измерения  $P$ .

$P$  является также функцией и температуры замерзания почвенной влаги:

$$P = 0,083T_3. \quad (2.3)$$

Эта функция положена в основу криоскопического метода.

На первых этапах исследований еще не умели рассчитывать  $P$ , а лишь определяли эмпирически зависимость между влажностью почв ( $W$ ) и  $\frac{P}{P_0}$ . А.А. Роде на большом объеме данных показал, что в процессе сорбции почвой паров воды ее влажность в

диапазоне  $\frac{P}{P_0}$  от 0 до 0,35 можно довольно точно рассчитать по уравнению Фрейндлиха [7, с. 66]:

$$W = k_1 \left( \frac{P}{P_0} \right)^{\frac{1}{n}}, \quad (2.4)$$

а в диапазоне  $\frac{P}{P_0}$  от 0,35 до 0,87 — по уравнению К.В. Сперанского [7, с. 65]:

$$W = a + k_2 \left( \frac{P}{P_0} \right)^2. \quad (2.5)$$

Величина  $\frac{1}{n}$  близка к 0,45. Таким образом, показатель степени при  $\frac{P}{P_0}$  резко (в 4,5 раза) изменяется при переходе от одного диапазона  $W$  к другому. Причина столь резкого, скачкообразного изменения не объяснена с помощью каких-либо общих законов физики или химии, поэтому эти уравнения остаются чисто эмпирическими и не дают возможности достаточно глубоко вскрыть природу связывания воды почвой.

В отличие от них, уравнение Лангмюра выведено на основе молекулярно-кинетической теории [5, с. 499]:

$$W = \frac{k_3 b p}{1 + b p}. \quad (2.6)$$

Однако оно справедливо лишь для слоя адсорбированной воды толщиной не более одного диаметра молекулы воды («мономолекулярного» слоя). Кроме того, это уравнение учитывает далеко не все даже главные факторы, определяющие очень сложный процесс сорбции воды.

Зависимость (2.2) позволяет от значений  $\frac{P}{P_0}$  перейти к значениям  $P$  и, следовательно, получить информацию о значениях энергетического состояния почвенной влаги. Подобным образом были пересчитаны данные, полученные Х. Куроном и считающие-

ся классическими, о зависимости  $W$  от  $\frac{P}{P_0}$  для глины, насыщен-

ной различными обменными катионами [7, с. 101, 103]. Полученные зависимости  $W$  от  $P$  дают возможность непосредственно судить о влиянии обменных катионов на связывание воды почвой.

При самой низкой испытанной  $\frac{P}{P_0}$  (0,03), когда  $P = -5400$  атм,

обнаружена прямая пропорциональная зависимость (с очень высоким коэффициентом корреляции  $r = 0,96 \pm 0,02$ ) между  $W$  и ТГ катионов, насыщающих почву:

$$W = \frac{\text{ТГ}}{100}, \quad (2.7)$$

где  $W$  выражено в %, а ТГ — в кал/м-экв катионов.

Это подтверждает гипотезу о решающем значении обменных катионов, высказанную А.А. Роде: «Адсорбция первых слоев влаги совершается за счет гидратации обменных катионов» [7, с. 194].

В диапазоне  $0,03 < \frac{P}{P_0} < 0,87$  для почв, насыщенных Н, Mg и

Са, различия между этими катионами сглаживаются, но зато обнаруживаются тесные корреляционные связи ( $r = -0,99 \pm 0,005$ ):

$$\log(|P| - |100|) = 4 - 0,12W; \quad (2.8)$$

$$W = 33 - 8,35 \log(|P|). \quad (2.9)$$

Здесь  $P$  выражено в атм, а 100 атм (уравнение 2.8) представляет собой величину капиллярного давления, рассчитанного на основании допущения, что коллоидные частицы имеют шарообразную форму и их диаметр меньше 0,2 мкм. В этом случае при рыхлой кубической упаковке, как указывает А.А. Роде [7, с. 57], диаметр ( $d$ ) наиболее узких участков пор будет равен  $0,2 \cdot 0,155 = 0,031$  мкм. Согласно уравнению Жюрена ( $P = \frac{-0,3}{d}$ , где  $P$  выражено в см вод. ст.,

$d$  — в см), капилляры такого диаметра развивают давление, близкое к  $-100$  атм.

Поскольку  $P$  равно сумме давления влаги, вызванного связыванием воды обменными катионами или незаряженной поверхностью твердой фазы ( $P_c$ ), и давления влаги капиллярного ( $P_k$ ), то для вычисления  $|P_c|$  надо из  $|P|$  вычесть  $|P_k|$ . Следовательно,  $|P_c| = |P| - |-100|$ .



Зависимости между  $P$  и  $W$ , аналогичные (2.8) и (2.9), были ранее выведены теоретически, исходя из допущения, что влага в почве удерживается обменными катионами диффузного слоя [9, с. 60]. При выводе было принято допущение, что толщина адсорбированной пленки пропорциональна  $W$ , и тогда, согласно теориям строения диффузного слоя обменных ионов, разработанным Гуи, Чэпменом и Больцманом, зависимость  $P$  от  $W$  описывается уравнением

$$\log |P| = a - bW, \quad (2.10)$$

аналогичным уравнению (2.8).

Еще в 1979 г. на большом объеме экспериментального материала (11 почв) было показано, что эта зависимость хорошо выдерживается в диапазоне  $-200 < P < -20$  ( $-5$ ) атм [9, с. 55—59]. Математический анализ данных Х. Курона позволил расширить этот диапазон до  $-5\ 400$  атм, а результаты исследований А.А. Алексина и М.М. Чеховской, П.А. Крюкова и А.А. Жучковой, В.М. Ломтадзе, С. Маттсона, G.V. Chilingar и L. Knight свидетельствуют о ее применимости вплоть до давления отпрессовывания почвенных растворов  $-20\ 000$  атм [3, с. 27].

Эти результаты являются веским свидетельством в пользу гипотезы о преобладающей роли обменных катионов в процессе связывания почвенной влаги.

Данные о зависимости давления влаги от влажности почвы позволяют оценивать энергию связи отдельных порций влаги, т.е. этот метод является дифференциальным. Данные же о теплоте гидратации катионов (ТГ) и теплоте смачивания почвы (ТС) позволяют непосредственно оценить суммарную энергию связи всей влаги, находящейся в почве. К сожалению, пока не существует прямых методов измерения энергии отрыва ионов от твердой фазы почвы (ТО), но ясно, что, поскольку отрыв ионов всегда требует некоторых (хотя бы и небольших) затрат энергии, то всегда  $ТО > 0$ , и, следовательно,  $ТГ > ТС$  (уравнение 2.1). Поэтому более точную информацию о количестве связанной воды дают величины ТГ, а не ТС. Особенно это касается тех веществ, у которых энергия отрыва ионов превышает ТГ, и, следовательно, при их растворении и диссоциации раствор не разогревается, а охлаждается ( $ТС < 0$ ). Это происходит, например, при растворении в воде кристаллов КСl, в которых энергия связи ионов равна 163,2 ккал/моль, а их суммарная ТГ — лишь 159 ккал/моль. Недостающая для разрыва связи ионов в кристаллах энергия (4,2 ккал) компенсируется за счет энергии теп-

лового движения молекул воды, вследствие чего раствор охлаждается (т.е. ТС — отрицательна) [5, с. 514]. Следовательно, даже при отрицательной ТС вода связывается ионами К и Сl, что доказывает невозможность оценки связывания воды почвой по ТС.

Правда, для почв ТС, как правило, положительна, но величина ее сильно варьирует, в зависимости от концентрации и вида обменных катионов и свойств незаряженной поверхности твердой фазы почвы. Так, по данным И.Н. Антипова-Каратаева и Х.З. Янерта [7, с. 156], для различных почв ТС может быть в 5—11,5 раз меньше ТГ, не превышая, следовательно, 10—20% ТГ катиона, насыщающего почву (ТГ и ТС выражали в кал/м-экв катионов). Математическая обработка этих данных позволила обнаружить тесную корреляционную связь ( $r = 0,91 \pm 0,06$ ) между отношением  $\frac{ТС}{ТГ}$  и ТГ в

диапазоне  $\frac{ТС}{ТГ}$  от 0,1 до 0,2:

$$\frac{ТС}{ТГ} = 0,0006 (400 - ТГ). \quad (2.11)$$

Таким образом, чем больше энергия гидратации данного катиона (ТГ), тем меньшая ее доля освобождается в виде тепла и тем большая ее доля (до 80—90% ТГ) расходуется на отрыв катиона от веществ, слагающих твердую фазу почвы.

Функциональная зависимость (2.11) дает возможность судить о количестве связанной почвенной влаги и по величине ТС (например в тех случаях, когда неизвестна ТГ), хотя и с меньшей точностью, чем по величине ТГ, поскольку зависимость ТС от ТГ — нелинейная.

Тот факт, что ТС всегда меньше ТГ, часто ошибочно объясняли тем, что в почвенный раствор диссоциируют не все обменные катионы, а лишь малая их часть [7, с. 182]. Однако А.А. Роде предупреждает, что «измерение степени диссоциации обменных катионов основано на некоторых условных приемах, и получаемые величины должны рассматриваться лишь как относительные» [7, с. 181]. Действительно, низкие степени диссоциации обменных катионов маловероятны, т.к. обмен ионов происходит очень быстро (в течение нескольких минут). Если бы обменные ионы были закреплены в кристаллической решетке или в нерастворимых макромолекулах, да еще покрыты «чехлом» из одного или двух слоев воды, не содержащей растворенные вещества (так называемый

«нерастворяющийся объем» [7, с. 137, 140]), то их обмен происходил бы гораздо медленнее (если вообще был бы возможен). Поэтому гораздо более вероятно, что почти все обменные ионы (если не все) находятся в диссоциированном состоянии, образуя в воде «диффузный слой», где все ионы гидратированы и, следовательно, связывают влагу.

Но даже если какая-то часть ионов недиссоциирована, то и в этом случае нет никаких препятствий к их гидратации (по крайней мере, со стороны, обращенной к воде). Это объясняется тем, что, как пишет В.А. Киреев, «в молекулах или в кристаллах соединений с ионной связью содержатся не нейтральные атомы элементов, а их ионы. При растворении такого электролита происходит лишь разъединение ионов, а не образование их. Происходит взаимодействие их с молекулами растворителя, образование связей между ионами и молекулами воды (гидратация ионов)» [5, с. 511].

В результате диссоциации соединений и диффузии заряженных ионов в почвенную влагу, поверхность твердой фазы почвы приобретает заряд противоположного знака, способный притягивать ионы диффузного слоя (а вместе с ними и связанную ими воду) с силой, обратно пропорциональной 2-й степени расстояния от этой поверхности. Тогда, если (по данным Х. Курона [7, с. 101, 103]) в 1-м слое молекул адсорбированной воды удерживается с

давлением ( $P$ )  $-9200$  атм, то во 2-м слое  $P = \frac{-9200}{3^2} = -1000$  атм, в 4-м слое  $P = \frac{-9200}{7^2} = -18$  атм, в 8-м  $P = \frac{-9200}{15^2} = -4$  атм. Итак,

целых 8 слоев молекул сорбированной воды удерживаются довольно прочно. Сколько влаги при этом может удерживаться в почве? Как показал А.А. Роде [7, с. 191], для типичной суглинистой почвы наименьшая (полевая) влагоемкость соответствует примерно восьми молекулярным слоям. Следовательно, гидратация обменных катионов может удерживать не только прочно, но и рыхло связанную влагу.

Свидетельствуют об этом и расчеты интегральной способности обменных ионов сорбировать воду. В физической химии установлены значения ТГ ионов: К — 75, Na — 94, Са — 175, Mg — 230, Н — 247 кал/м-экв [5, с. 514; 7, с. 155, 159]. Поскольку при переходе воды из свободного в связанное состояние выделяется около 80 кал/г воды [7, с. 166, 192], каждый милли-эквивалент ио-

нов может связать, соответственно, от 1 до 3 г воды. При емкости катионного обмена (ЕКО), равной, например, 50 м-экв/100 г почвы, окажутся связанными катионами от 50 до 150 г воды / 100 г почвы, т.е. содержание связанной влаги достигнет 50—150%. В частности, при насыщении почв Na оно будет равно 60%. Именно такие значения полевой влагоемкости характерны для тяжелых глин [7, с. 186].

Таким образом, сил, которыми почва удерживает воду через обменные катионы, достаточно для потенциальной сорбции всей прочно связанной влаги при сорбции пара и всей (как прочно, так и рыхло) связанной — при сорбции воды жидкой.

Еще одним косвенным, но веским аргументом в пользу гипотезы о преобладающем влиянии обменных ионов в процессе связывания воды почвой служит установленная многими исследователями корреляция между содержанием в почвах связанной воды и ЕКО. Так, В. Келли, Х. Иенни и С. Браун, С.Н. Алешин, С. Кюн, М.М. Абрамова нашли, что отношение содержания в поч-

ве связанной (при  $\frac{P}{P_0} = 0,5$ ) воды (миллимоли) к ЕКО (м-экв) не

выходит за пределы 5—9,7, а для почвенных коллоидов эти пределы еще более узкие: от 7,5 до 9 [7, с. 97].

Хотя из сказанного выше следует, что количество воды, связанной почвой, гораздо точнее определяется величиной ТГ, чем ТС = ТГ – Т<sub>0</sub>, тем не менее, для некоторых почв может, по видимому, существовать высокая положительная корреляция между ТС и ЕКО. Так, математическая обработка данных М.С. Андерсена, Л.Д. Бэвера и В. Уинтеркорна [7, с. 160] позволила обнаружить для коллоидов (в интервалах ЕКО от 0,04 до 1,13 м-экв/г почвы и ТС — от 5,7 до 18,4 кал/г) зависимость

$$ТС = 6 + 12 \text{ ЕКО.} \quad (2.12)$$

Очень высокий коэффициент корреляции ( $r = 0,97 \pm 0,006$ ) свидетельствует о высокой достоверности этой функциональной зависимости.

Интересно, что при ЕКО = 0 ТС = 6 кал/г коллоидов. Это означает, что если даже в некоторых почвах практически отсутствуют обменные катионы, то эти почвы всё-таки связывают некоторое количество влаги. Очевидно, что это может быть результатом сорбции воды на незаряженной поверхности твердой фазы почвы или капиллярной конденсации. Точно разделить эти две силы пока

невозможно, однако можно предположить, что, поскольку изучались выделенные из почв коллоиды, их влагоемкость была настолько высокой, что при определении ТС они представляли собой пасту, в которой не было воздуха, и, следовательно, капиллярные силы не возникали. Поэтому вероятнее всего, что 6 кал/г почвы — это ТС незаряженной поверхности твердой фазы почвы. Этой величины достаточно, чтобы связать влагу в количестве 7,5% массы почвы [(600 кал/100 г почвы): (80 кал/г воды)], т.е. количество, близкое к максимальной молекулярной влагоемкости некоторых почв [7, с. 125].

Существование этой зависимости позволяет вплотную подойти к решению поставленной А.А. Роде проблемы: «выяснить точно, какую долю в сорбции влаги составляет гидратация обменных катионов и какую — связывание молекул воды непосредственно поверхностью почвенных частиц». А именно: если в почвенных коллоидах не сформирован мощный обменный поглощающий комплекс, то почти вся сорбция происходит на незаряженной поверхности почвенных частиц; если ЕКО коллоидов достигает 0,5 м-экв/г, то обменные катионы связывают половину всей сорбированной воды; при ЕКО > 0,5 м-экв/г превалирует роль обменных катионов.

При этом вероятнее всего, что незаряженная поверхность почвенных частиц участвует в формировании лишь двух первых молекулярных слоев связанной воды, а обменными катионами связывается влага не только двух первых молекулярных слоев (прочная связанная), но и влага следующих слоев (рыхло связанная), которая может передвигаться в жидкой форме, потребляться растениями и животными, быть удобной средой для протекания химических и физико-химических процессов (в частности обмена ионов). Прочно связанная влага двух первых молекулярных слоев в этих процессах практически не участвует, в силу своих свойств («нерастворяющийся объем»), и ее можно считать, образно выражаясь, «мертвой».

Преобразовав уравнение (2.12) к виду

$$\frac{ТС}{ЕКО} = \frac{6}{ЕКО} + 12, \quad (2.13)$$

увидим, что отношение  $\frac{ТС}{ЕКО}$  обратно пропорционально ЕКО.

Следовательно, это отношение будет большим в почвах с неразви-

тым обменным поглощающим комплексом, и маленьким — в глинистых почвах, богатых гидрофильными коллоидами. Действительно, оно варьирует от 53,5 в песках до 8,8 в глинах, т.е. уменьшается почти в 6 раз [7, с. 158, табл. 37].

Поскольку величина ЕКО сильно зависит от минералогического состава почв, можно ожидать, что величины ТГ и ТС обнаружат аналогичную зависимость. Эта гипотеза полностью подтверждается данными М.С. Андерсена, Л.Д. Бэвера и В. Уинтеркорна [7, с. 160]. Их математическая обработка позволила впервые обнаружить зависимости ( $r = 0,94 \pm 0,03$ ) между ТС, ТГ и отношением  $\frac{R_2O_3}{SiO_2}$  ( $R_2O_3$  — содержание полуторных окислов,  $SiO_2$  — оксида кремния) в интервалах ТС от 5,9 до 18,4 кал/г почвы и  $\frac{R_2O_3}{SiO_2}$  от 0,3 до 3:

$$TC = \frac{TГ \cdot R_2O_3}{k_4 \cdot SiO_2}; \quad (2.14)$$

$$\frac{TC}{TГ} = \frac{R_2O_3}{k_4 \cdot SiO_2}, \quad (2.15)$$

где  $k_4$  — коэффициент пропорциональности, равный 3,85, если обменный комплекс насыщен ионами водорода), и 2,63, если он насыщен Са.

Итак, при увеличении относительного содержания  $SiO_2$  в почве уменьшается и ТС, и отношение  $\frac{TC}{TГ}$ , т.е. уменьшается доля энергии гидратации, выделяющейся в виде тепла, и увеличивается ее доля, затрачиваемая на отрыв катионов от материнского субстрата (молекул с ионной связью атомов или ионных кристаллических решеток). Величина этих долей коррелирует с химическим и минералогическим составом почв. Действительно, А.А. Роде указывает, что высокое значение отношения  $\frac{SiO_2}{R_2O_3}$  свидетельствует о

преобладании в почве вторичных алюмосиликатов (типа монтмориллонита или гидрослюд), его уменьшение — об увеличении содержания каолинита или галлуазита, а низкие значения — о преобладании гидраргиллита или лимонита [7, с. 161]. Итак, чем кис-

лее минералы, тем прочнее они удерживают в своих кристаллических решетках катионы.

Влияние отношения  $\frac{\text{SiO}_2}{\text{R}_2\text{O}_3}$  на связывание влаги проявляется

и непосредственно через величину ЕКО. Математический анализ данных М.С. Андерсена, Л.Д. Бэвера и В. Уинтеркорна [7, с. 160] позволил установить эту зависимость ( $r = 0,96 \pm 0,02$ ):

$$\log(\text{ЕКО} + 0,05) = 0,37 \frac{\text{SiO}_2}{\text{R}_2\text{O}_3} - 1,25. \quad (2.16)$$

Из этого уравнения следует, что ЕКО монтмориллонита или гидрослюд больше, чем каолинита, и, значит, степные почвы должны связывать больше влаги (через обменные катионы), чем лесные, что и наблюдается в природе.

Влияние катионов, насыщающих обменный комплекс почв, на сорбцию воды четко выражается через величину коэффициента  $k_4$  (уравнения 2.13 и 2.14), зависящего от свойств катионов. Анализ данных Х.С. Янерта и И.Н. Антипова-Каратаева [7, с. 157] позволил обнаружить, что

$$\log(k_4 - 1,8) = 2,3 \log \text{ТГ} - 5,25 \quad (r = 0,98 \pm 0,01). \quad (2.17)$$

Коэффициент  $k_4$  оказался равным 3,7 при насыщении обменного комплекса почв ионами  $\text{H}^+$ ; 3,4 — ионами  $\text{Mg}$ ; 2,8 —  $\text{Ca}$ ; 2 —  $\text{K}$ ; 1,9 —  $\text{Na}$ .

Данные о величине  $k_4$  дали возможность впервые выявить связь между ТС и ТГ при  $\frac{\text{SiO}_2}{\text{R}_2\text{O}_3} = 2,8$  (это соотношение характерно для многих почв Европейской территории России):

$$\text{ТС} = 9 + 7 \log(\text{ТГ} - 72) \quad (r = 0,95 \pm 0,025). \quad (2.18)$$

Высокие коэффициенты корреляции всех этих зависимостей также являются хотя и косвенными, но вескими свидетельствами преобладающего влияния обменных катионов в процессе связывания воды коллоидной фракцией почв Европейской территории России.

Для более глубокого понимания природы этих процессов очень важно выяснить, почему различные обменные катионы, даже обладая одним и тем же зарядом, связывают воду с разной силой.

Напомним, что по величине ТГ катионы располагаются в ряд [5, с. 515; 7, с. 159]:  $\text{H}$  — 247;  $\text{Mg}$  — 230;  $\text{Ca}$  — 175;  $\text{Na}$  — 94;  $\text{K}$  — 75 кал/м-экв.

Оказалось, что и по величине потенциала ионизации ( $I$ , эВ), показывающего, какую работу нужно совершить, чтобы оторвать электрон от атома, эти элементы образуют точно такой же ряд [5, с. 46; 8, с. 23]: Н — 13,5; Mg — 11,3; Ca — 9; Na — 5,1; К — 4,3 эВ.

При расчетах  $I$  для Mg и Ca использовали среднее из  $I$  для двух первых отрываемых электронов (они неравны: первый электрон требует меньше работы для отрыва, чем второй). Такой расчет позволил установить, что между ТГ и  $I$  ионов металлов существует прямая пропорциональная зависимость

$$\text{ТГ} = 23I - 25 \quad (r = 0,97 \pm 0,02). \quad (2.19)$$

Столь высокий коэффициент корреляции этой зависимости позволяет высказать гипотезу, что именно величина потенциала ионизации катиона определяет его способность связывать влагу.

Из этой зависимости выпадает ион Н: его ТГ меньше, чем можно было ожидать по величине его  $I$ . Вероятно, это вызвано тем, что ион Н связан с атомом кислорода одной из молекул воды довольно энергоемкой водородной связью, и только малая часть его энергии может быть использована для связывания других молекул воды. О малом количестве связанных ионом Н молекул воды свидетельствуют данные многих исследователей [7, с. 35].

Соответственно, и величина ТО является функцией  $I$ :

$$\text{ТО} = 21,4(I - 1,4) \quad (r = 0,96 \pm 0,03). \quad (2.20)$$

$I$ , в свою очередь, определяется строением электронных оболочек атомов и, следовательно, позицией атомов в периодической системе элементов. В каждом ее периоде  $I$  последовательно увеличивается по мере увеличения атомной массы. Однако в пределах каждой группы, наоборот, увеличение атомной массы приводит к уменьшению  $I$ . Это связано с разной силой притяжения к ядру электронов, находящихся на различных наружных подуровнях и уровнях электронных оболочек атомов [5, с. 46].

Другой важной энергетической характеристикой атома любого металла является его нормальный (стандартный) электродный потенциал ( $E$ , В), равный электродвижущей силе гальванического элемента, составленного из этого металла и нормального водородного электрода [5, с. 571—573]. Значения  $E$ : К — 2,92, Ca — 2,84, Na — 2,713, Mg — 2,38, Н — 0 В.

Как видно, ряды  $I$  и  $E$  не совпадают, но если для Mg и Ca учитывать  $I$  только первого электрона и их  $E$  разделить на 2 (число



электронов на наружных подуровнях электронных оболочек), то между  $E$  и  $I$  для Mg, Ca, Na и K удается обнаружить тоже линейную, но обратную зависимость

$$E = 6 - 0,64I \quad (r = 0,96 \pm 0,03). \quad (2.21)$$

В результате этих соотношений между ТГ и  $E$  также формируется обратная линейная зависимость

$$\text{ТГ} = 300 - 75E = 75(4 - E) \quad (r = 0,97 \pm 0,02). \quad (2.22)$$

Физический смысл этой зависимости может быть сформулирован так: если бы  $E$  некоего гипотетического иона был равен 4 В, то его ТГ была бы равна 0, т.е. такой ион вообще был бы не способен гидратироваться; если же  $E$  достиг бы 0, то ТГ возросла бы до 300 кал/м-экв, т.е. даже превысила бы фактическую ТГ иона Н.

Если же для Mg и Ca учитывать среднее  $I$  для двух электронов, то для Mg, Ca, Na и K обнаруживается прямая пропорциональная зависимость между разностью  $(I - E)$  и ТГ:

$$\text{ТГ} = 20,5(I - E) + 45 \quad (r = 0,99 \pm 0,005). \quad (2.23)$$

Формальный ее смысл в том, что если бы для какого-нибудь гипотетического иона  $I$  был равен  $E$ , то  $(I - E) = 0$ , и, следовательно, ТГ = 45 кал/м-экв.

Эти зависимости характеризуют глубинную (на уровне строения атомов) природу связывания воды обменными катионами почвы.

Таким образом, математический анализ экспериментальных данных, приведенных в [7], позволил выявить корреляционные зависимости между различными свойствами почв (полным и капиллярным давлением почвенной влаги, количеством связанной воды, емкостью катионного обмена, теплотой гидратации обменных катионов и смачивания почв), которые подтверждают справедливость высказанной многими исследователями гипотезы о преобладающем влиянии обменных ионов в процессе связывания влаги в почвах, обогащенных глинистыми минералами (из групп монтмориллонита и гидрослюды), с развитым обменным поглощающим комплексом. Сорбция влаги на незаряженной поверхности твердой фазы почв преобладает лишь на почвах с низкой (меньше 0,5 м-экв/г) емкостью катионного обмена коллоидной фракции.

Выявленные тесные корреляционные связи между фундаментальными свойствами химических элементов (теплотой гидратации катионов металлов, их потенциалами ионизации, электродными потенциалами и строением электронных оболочек атомов)

подтверждают необходимость знания фундаментальных физических и химических параметров веществ и элементов для понимания природы основных гидрофизических свойств почв.

### Список рекомендуемой литературы

1. Глобус, А.М. Почвенно-гидрофизическое обеспечение агроэкологических математических моделей / А.М. Глобус. — Л. : Гидрометеиздат, 1986. — 427 с.
2. Долгов, С.И. Исследования подвижности почвенной влаги и ее доступности для растений / С.И. Долгов. — М. ; Л. : Изд-во АН СССР, 1948. — 147 с.
3. Злочевская, Р.И. Связанная вода в глинистых грунтах / Р.И. Злочевская. — М. : Изд-во МГУ, 1969. — 176 с.
4. Измаильский, А.А. Избр. соч. / А.А. Измаильский. — М. : Сельхозгиз. — 1950. — 421 с.
5. Киреев, В.А. Курс физической химии / В.А. Киреев. — М. : Госхимиздат, 1955. — 832 с.
6. Менделеев, Д.И. Работы по сельскому хозяйству и лесоводству / Д.И. Менделеев. — М. : Изд-во АН СССР, 1954. — 620 с.
7. Роде, А.А. Основы учения о почвенной влаге : в 2 т. / А.А. Роде. — Л : Гидрометеиздат, 1965—1969. — Т. 1. — 663 с.
8. Перельман, В.И. Краткий справочник химика / В.И. Перельман. — М. : ГНТИ хим. лит., 1954. — 559 с.
9. Судницын, И.И. Движение почвенной влаги и водопотребление растений / И.И. Судницын. — М. : Изд-во МГУ, 1979. — 254 с.
10. Шеин, Е.В. Курс физики почв / Е.В. Шеин. — М. : Изд-во МГУ, 2005. — 460 с.

### Глава 3. Анализ некоторых видов передвижения почвенной влаги

Водопотребление растений в подавляющем большинстве случаев определяется содержанием и свойствами воды, находящейся в почве. Поскольку содержание воды является итогом разнообразных процессов ее передвижения, то для прогноза влагообеспеченности растений исключительно важное значение имеет возможность количественно анализировать все эти процессы.

Статические и динамические свойства почвенной влаги, рассмотренные в предыдущей главе, позволяют в принципе рассчитывать динамику большинства этих процессов. Для перехода от уравнения потока («уравнение Дарси») к динамике влажности в заданной точке используется так называемое «уравнение неразрывности». Совместное применение двух этих уравнений позволяет вывести аналитическое выражение для динамики влажности в малом объеме почвы:

$$-\frac{\partial W}{\partial \tau} = \frac{\partial}{\partial x} \left( K \frac{\partial P}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( K \frac{\partial P}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial h} \left( K \frac{\partial P}{\partial h} \right), \quad (3.1)$$

где  $\tau$  — время;  $x$ ,  $y$  и  $h$  — расстояния вдоль координатных осей [6]. Если движение горизонтально и одномерно, то это уравнение сводится к виду

$$-\frac{\partial W}{\partial \tau} = \frac{\partial}{\partial x} \left( K \frac{\partial P_a}{\partial x} \right). \quad (3.2)$$

Если же движение происходит вдоль вертикальной оси  $h$ , то

$$-\frac{\partial W}{\partial \tau} = \frac{\partial}{\partial h} \left( K \frac{\partial P_a}{\partial h} - K \right). \quad (3.3)$$

Решение этого уравнения позволяет получить распределения  $W(h)$ ,  $P(h)$  вдоль профиля («эпюры»  $W$ ,  $P$ ), однако сложность зависимостей  $P(W)$  и  $K(P)$  ограничивает возможности интегрирования этого дифференциального уравнения в аналитическом виде (т.е. получения в явном виде динамики влажности в любой точке). Поэтому обычно приходится применять численные методы решения. Для этого весь объем почвы разделяется на отдельные элементы (для одномерного движения — на элементарные слои) размером  $\Delta l_i$ , а весь период времени — на ряд этапов  $\Delta \tau_j$ . Тогда дифферен-

циальное уравнение (3.2) можно заменить конечно-разностным уравнением, например:

$$\frac{\bar{W}_i^{j+1} - \bar{W}_i^j}{\Delta \tau} = \bar{K}(\bar{P}_{i+\frac{1}{2}}^j) \frac{\bar{P}_{i+1}^{j+1} - \bar{P}_i^{j+1}}{\Delta l^2} - \bar{K}(\bar{P}_{i-\frac{1}{2}}^j) \frac{\bar{P}_i^{j+1} - \bar{P}_{i-1}^{j+1}}{\Delta l^2}, \quad (3.4)$$

где  $i, j$  — порядковые номера данного слоя почвы и интервала времени. При этом допускается, что элементарные слои настолько тонки, что изменения  $K$  и  $P$  в них линейны, так что  $\bar{K}$  и  $\bar{P}$  в середине слоя равны среднему арифметическому из значений этих параметров на границах слоев.

Применение хорошо развитой в настоящее время техники расчетов по конечно-разностному методу позволяет в принципе рассчитывать многие варианты движения почвенной влаги. Однако процедура расчетов остается весьма громоздкой и длительной, даже при использовании быстродействующих ЭВМ, т.к. ввод информации о влажности, давлении влаги и коэффициенте влагопроводности к началу каждого этапа времени пока еще требует много времени, гораздо больше, чем собственно математические операции. Для расчета одного-единственного случая движения, даже одномерного, при наличии и неоднородности почвенного профиля и существенной нестационарности процесса (а нестационарность типична для почвенно-гидрологических процессов) требуется обычно около часа «машинного времени». Для двух- и трехмерных процессов объем времени значительно возрастает. Поэтому для решения практических задач, когда и начальные, и граничные условия непрерывно изменяются, использование численных методов пока еще далеко не рентабельно. В связи с этим до сих пор остаются весьма актуальными поиски приближенных аналитических выражений, отражающих основные закономерности движения почвенной влаги, как выведенных из фундаментальных теоретических предпосылок, так и эмпирических. Для ряда характерных случаев движения влаги в почве такие выражения найдены. Для других, более сложных, подобрать адекватные аналитические выражения пока еще не удалось, но даже и в этих случаях для успешного применения конечно-разностных методов решения необходимо все основные случаи передвижения влаги сгруппировать по ряду определяющих признаков. Эти признаки обычно сводятся к характеру начальных и граничных условий. К начальным условиям относятся распределения влажности (или давления влаги) в

почве к началу процесса (при  $\tau = 0$ ), к граничным — условия на границах рассматриваемого объема почвы в процессе движения влаги. Обычно это — водонепроницаемость материнской породы, наличие грунтовых вод, динамика водообмена через поверхность («дневную») почвы.

Каждый из перечисленных признаков может непрерывно меняться в широком диапазоне значений. Однако для построения классификации необходимо придать каждому из признаков дискретные значения. Если принять всего три признака (начальная влажность почвы, поток воды через дневную поверхность, поток на границе с грунтом), и каждый из признаков будет иметь лишь несколько значений, то и в этом случае число возможных их комбинаций будет очень большим. Например, при четырех значениях каждого признака оно достигает 64. Поэтому при построении самой общей классификации важно до предела уменьшить число дискретных значений каждого признака, сведя их, по возможности, к качественным градациям. Так, для одномерного потока (в вертикальном направлении) начальной влажности почвы можно придать минимум два значения: насыщенная и ненасыщенная; потокам на границах почвы — минимум три значения: отсутствие потока, поток, направленный вверх или вниз.

Все возможные граничные условия могут быть наглядно изображены в прямоугольной системе координат (рис. 3.1). Так, можно на оси ординат откладывать потоки влаги через верхнюю границу почвенного профиля, а на оси абсцисс — через его нижнюю границу. Верхняя и правая полуоси будут соответствовать восходящему движению, нижняя и левая — нисходящему. Тогда точки, расположенные на осях, будут означать: на верхней полуоси — испарение (или «выпот») воды с поверхности (включая транспирацию), на нижней — впитывание с поверхности, на правой — капиллярный подъем или вхождение в профиль грунтовых вод, на левой — отток воды из почвы в грунт.

Поля между полуосями вмещают все возможные сочетания потоков влаги на границах почвенного профиля.

Точка пересечения осей соответствует статическому состоянию, когда движение через границы почвы отсутствует.

Если точки, относящиеся к различным моментам времени, нанести на такой график и соединить линиями, то полученная диаграмма отобразит водный режим почвы в динамике. Так, напри-

мер, диаграмма на рис. 3.1 показывает, как впитывание с поверхности почвы, постепенно замедляясь, сменяется оттоком в грунт, а затем — испарением в атмосферу, также постепенно затухающим. Эта диаграмма изображает типичную ситуацию — водный режим почв в засушливых областях в течение вегетационного периода или поливного цикла.

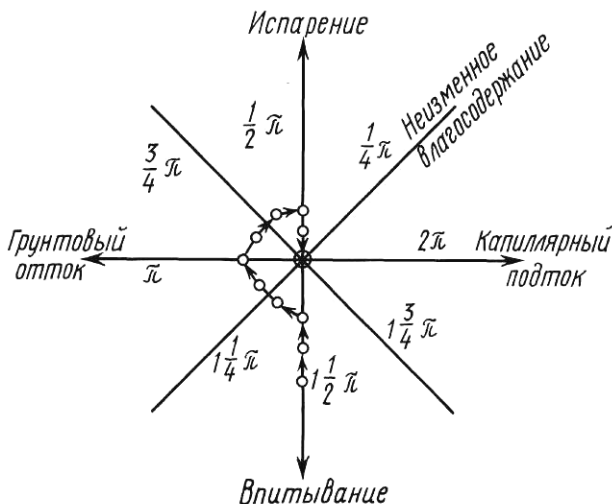


Рис. 3.1. Диаграмма различных случаев движения почвенной влаги (объяснения в тексте)

На диаграмме видно, что существуют девять возможных комбинаций граничных условий, и для каждой — два начальных состояния: четыре соответствуют полуосям координат, четыре — секторам между ними и одна — точке их пересечения.

Если на графике провести биссектрисы углов, образованных полуосями, то число комбинаций увеличивается до 17: 4 — на полуосях, 4 — на биссектрисах, 8 — на секторах углового размера  $45^\circ$  и 1 — точка их пересечения. В этом случае для каждой комбинации будут однозначно определены не только направления движения на двух границах, но и преобладание на одной из границ (см. рис. 3.1).

Следует отметить, что если углы на графике отсчитывать, как это принято в геометрии, от правой полуоси против часовой стрелки, то линия, ограничивающая углы  $\frac{1}{4}\pi$  и  $\frac{5}{4}\pi$ , разделяет

график на две области: справа—вниз от нее — режимы с положительным водным балансом (увеличение запаса влаги в почвенном профиле), а слева—вверх — с отрицательным балансом. При этом абсолютная величина баланса тем больше, чем дальше точка, отображающая водный режим, отстоит от этой линии, т.е. чем длиннее перпендикуляр, опущенный из точки на эту линию.

Точки, расположенные на самой линии, соответствуют нулевому балансу, т.е. постоянному запасу влаги в профиле.

Далее, все режимы, размещенные в секторах от 0 до  $\pi$ , характеризуются преобладанием испарения над впитыванием, от  $\pi$  до 0 — преобладанием впитывания над испарением; в интервале  $1\frac{1}{2}\pi - \frac{1}{2}\pi$  — преобладанием капиллярного поднятия над оттоком, в интервале  $\frac{1}{2}\pi - 1\frac{1}{2}\pi$  — преобладанием оттока над капиллярным поднятием.

Обычно в среднем за многолетний период баланс влаги стремится к нулю, а отображающие его точки размещаются на линии  $\frac{1}{4}\pi - 1\frac{1}{4}\pi$ , причем линия  $\frac{1}{4}\pi$  соответствует десуктивно-выпотному режиму, а  $1\frac{1}{4}\pi$  — промывному.

Возможные случаи движения влаги можно на основании этого графика объединить в несколько групп по характеру происходящих процессов:

I группа — движение отсутствует — статическое состояние, отображается точкой, находящейся на пересечении осей.

II группа — движение лишь через одну из поверхностей почвы (верхнюю или нижнюю), отображается полуосьями координат. Верхняя полуось описывает физическое и транспирационное испарение в атмосферу. Левая полуось описывает водоотдачу в грунт из насыщенной почвы и капиллярно-пленочное рассасывание — из ненасыщенной. Нижняя полуось описывает впитывание влаги с поверхности в ненасыщенную почву (инфильтрация), а правая полуось — капиллярный подъем в ненасыщенную почву. Поскольку во всех вариантах группы одна из поверхностей не проводит воду, в результате происходящих процессов содержание воды в почве непрерывно меняется; следовательно, меняются давление влаги и вла-

гопроводность почвы, что приводит к изменению плотности потоков воды. Поэтому все эти процессы нестационарны.

III группа объединяет случаи одновременного движения воды через обе поверхности почвенного профиля.

Сектор  $\left(\pi - 1\frac{1}{2}\pi\right)$  описывает фильтрацию через насыщенную почву и капиллярно-плечное просачивание — через ненасыщенную;  $\left(0 - 1\frac{1}{2}\pi\right)$  — напорное восходящее (артезианское) движение через насыщенную почву и капиллярный выпот — через ненасыщенную;  $\left(\frac{1}{2}\pi - \pi\right)$  — испарение и водоотдачу из насыщенной или испарение и рассасывание из ненасыщенной почвы и  $\left(1\frac{1}{2}\pi - 0\right)$  — капиллярное поднятие и впитывание в ненасыщенную почву.

Стационарные (установившиеся) процессы, т.е. процессы, не меняющиеся по интенсивности во времени и пространстве, отображаются точками, лежащими на линии «нулевого баланса»  $\left(\frac{1}{4}\pi - 1\frac{1}{4}\pi\right)$ . При этом «источник» и «сток» влаги равны по интенсивности.

Остальные случаи нестационарны по той же причине, что и во II группе, но здесь нестационарность обычно выражена еще резче.

Таким образом, приведенная система исчерпывает все возможные качественные варианты водного режима почвы (при этом, впрочем, недоучитывается горизонтальное движение влаги, которое может существенно осложнить картину). В дальнейшем мы проведем обсуждение некоторых характерных особенностей этих вариантов в следующем порядке. Вкратце рассмотрев статические случаи (I группа), проведем анализ стационарных случаев III группы, относительно более простых. После этого перейдем к более сложным нестационарным случаям II группы и затем возвратимся к наиболее сложным нестационарным случаям III группы.

К настоящему времени накоплен огромный фактический и теоретический материал о различных видах передвижения влаги, подробно рассмотрены самые различные аспекты этой проблемы.



Не имея возможности, вследствие ограниченного объема данного учебного пособия, всесторонне обсуждать все эти аспекты, в дальнейшем ограничимся главным образом термодинамической их стороной как наименее изученной. Главное внимание будет уделено режиму давления почвенной влаги, величине коэффициентов влагопроводности и динамике потоков влаги.

## Статическое состояние

Под статическим состоянием имеются в виду случаи, когда передвижение влаги отсутствует. В соответствии с основным уравнением движения влаги это возможно лишь в том случае, если один из сомножителей правой части уравнения равен 0. Поскольку коэффициент влагопроводности насыщенной почвы обычно (за исключением лишь предельно уплотненных диспергированных горизонтов, например иллювиальных горизонтов солонцов) не равен 0, то, следовательно, нулю должен быть равен градиент влаги

( $\frac{dP}{dh}$ ). Для вертикального движения влаги в почве

$$\frac{dP}{dh} = \frac{dP_{\text{гидр}}}{dh} - \frac{dP_{\text{г}}}{dh} = 0,$$

где  $P_{\text{гидр}}$  — гидравлическое давление влаги (гидростатическое + капиллярно-адсорбционное),  $P_{\text{г}}$  — гравитационное давление,  $h$  — вертикальная ось, направленная вниз.  $\frac{dP_{\text{г}}}{dh}$  равна весу столба са-

мой жидкости, и если выразить его в см водного столба, то для воды  $\frac{dP_{\text{г}}}{dh} = 1$  см вод. ст./см.

Следовательно,  $\frac{dP_{\text{гидр}}}{dh} - 1 = 0 \Rightarrow \frac{dP_{\text{гидр}}}{dh} = 1$ . Таким образом,

вертикальное движение в почве отсутствует, когда градиент гидравлического давления влаги равен 1 см вод. ст./см.

Результаты экспериментальных определений этого градиента в насыщенной почве, ограниченной снизу водонепроницаемой толщей, полностью подтверждают этот вывод. Если высоту над условным уровнем сравнения ( $h$ ) выразить в сантиметрах, а гидравлическое давление — в сантиметрах водного столба и в том же масштабе, что и  $h$ , то эпюра гидравлического давления влаги для

статического состояния будет представлять собой прямую линию, расположенную под углом  $135^\circ$  к оси абсцисс (рис. 3.2, Ia).

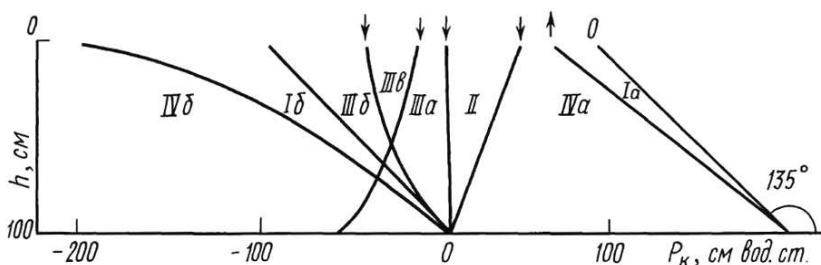


Рис. 3.2. Эпюры капиллярного давления почвенной влаги при различных случаях ее движения: I — равновесное состояние (отсутствие движения), II — фильтрация в насыщенной почве, III — просачивание, IV — восходящее движение (объяснения в тексте)

В ненасыщенных почвах ситуация совершенно аналогична, только эпюра гидравлического давления влаги сдвинута в область отрицательных давлений влаги (рис. 3.2, Ib). В промежуточных случаях нижняя часть почвенного профиля может находиться в области положительных давлений, верхняя — в области отрицательных. При этом уровень нулевого давления соответствует зеркалу грунтовых вод, а область отрицательных значений давления — капиллярной кайме.

## Установившиеся процессы

### Фильтрация

Под фильтрацией понимается процесс движения воды через насыщенную водой почву (или другую пористую среду) под действием гидравлического давления (напора). Общий закон движения для случая фильтрации был введен Дарси еще в 1856 г.

Условием существования нисходящего движения влаги является отрицательное значение градиента давления влаги, т.е.

$$\frac{dP}{dh} = \frac{dP_{\text{гидр}}}{dh} - \frac{dP_{\text{г}}}{dh} < 0.$$

Следовательно,  $\frac{dP_{\text{гидр}}}{dh} - 1 < 0$ , или  $\frac{dP_{\text{гидр}}}{dh} < 1$ .

Это условие означает, что на графике, где  $h$  и  $P$  выражены в одном масштабе, эпюры гидравлического давления для почв, од-

нородных по профилю, при установившейся фильтрации представляют собой прямые линии, расположенные к оси абсцисс под углом, меньшим  $135^\circ$  (см. рис. 3.2). Чем меньше угол, тем меньше градиент давления влаги и тем выше интенсивность фильтрации в данной почве.

При угле  $90^\circ$   $\frac{dP_{\text{гидр}}}{dh} = 0$ . Следовательно,  $\frac{dP}{dh} = 0 - 1 = -1$

см вод. ст./см, т.е. вода движется под действием собственного веса («безнапорная фильтрация»).

Установившаяся фильтрация наблюдается в тех случаях, когда давление влаги на верхней и нижней границах почвенного профиля поддерживается на постоянном уровне. Такие условия возникают, например, при постоянном напоре воды на поверхности и при постоянном уровне грунтовых вод. Конечно, в природных условиях такие случаи довольно редки, т.к. обычно уровень грунтовых вод сильно колеблется, образуя сезонные и многолетние циклы (рис. 3.3).

Если уровни давления на границах профиля меняются во времени, то будет происходить неустановившаяся фильтрация, и эпюры давления влаги по профилю будут криволинейными. Их углы наклона могут иметь любое значение, но обязательно меньше  $135^\circ$ .

Поскольку под фильтрацией обычно имеется в виду движение воды в насыщенной влагой почве, давление влаги по всему фильтрующему профилю характеризуется положительными величинами и может быть измерено не только тензиометрами, но и пьезометрами, которые отличаются от тензиометров более широкими капиллярами в стенках фильтра.

Коэффициент фильтрации (т.е. коэффициент влагопроводности насыщенной влагой почвы) является функцией температуры, поскольку от температуры зависит вязкость воды. При постоянной температуре величина коэффициента фильтрации остается постоянной в пределах скорости движения, меньшей критерия Рейнольдса. Впрочем, в последнее время в ряде исследований обнаружено, что в тонкопористых почвах закон Дарси выдерживается лишь при достаточно высоких градиентах гидравлического давления; при малых градиентах скорость оказывается ниже, чем это следует из общего закона движения.

Эти явления связываются с реологическими свойствами влаги не только в тонких пленках, но и в объеме. Впрочем, по данным других исследователей, такие аномалии отмечаются не всегда.

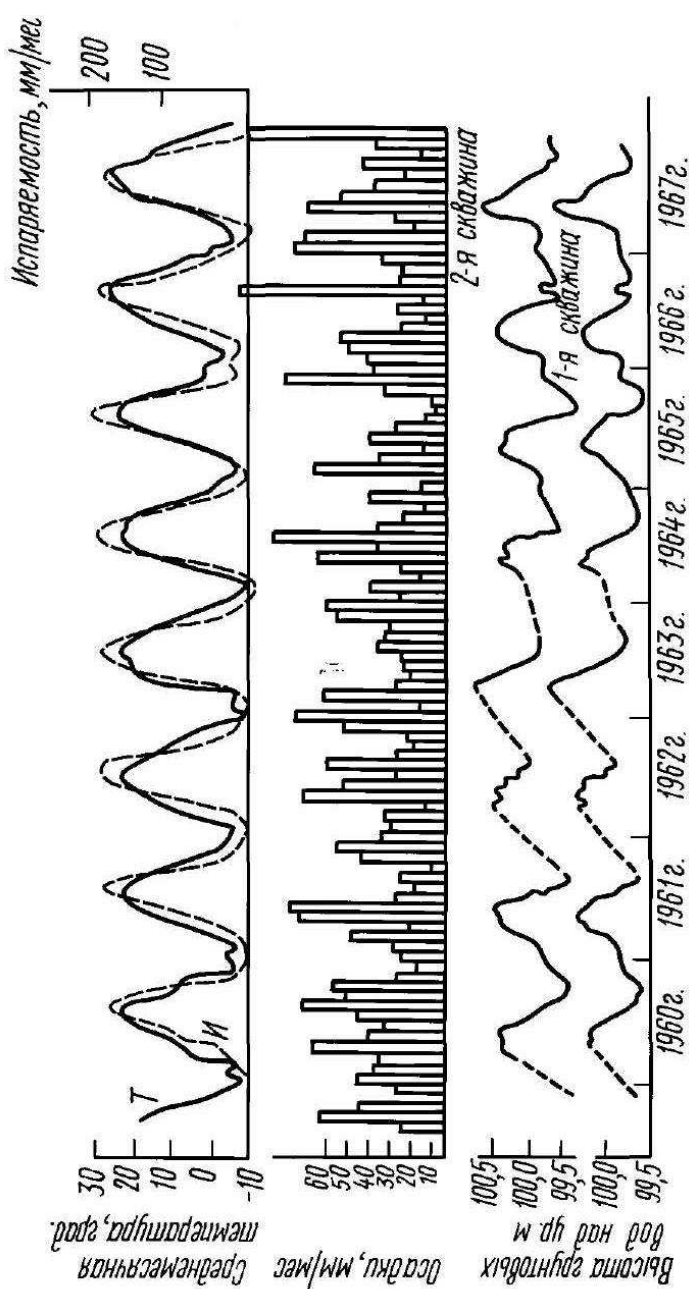


Рис. 3.3. Динамика метеорологических факторов и уровня грунтовых вод в Арчединских песках Волгоградской обл. (две скважины)

Величина коэффициента фильтрации определяется прежде всего количеством пор, их размером и формой. Поскольку, по закону Пуазейля, влагопроводность пор пропорциональна квадрату их эффективного радиуса, величина коэффициента фильтрации в наибольшей степени зависит от размера и количества наиболее крупных пор, по которым в процессе фильтрации протекает основной объем воды. Этим обстоятельством вызвано резкое понижение величины коэффициента фильтрации ( $K_{\phi}$ ), наблюдающееся при разрушении структуры почв. Поскольку при разрушении структуры не только «исчезают» крупные поры, но и уменьшается общая порозность почв, существует тесная зависимость между  $K_{\phi}$  и порозностью ( $\Pi$ ). Так, при исследованиях в Лессовой провинции Китая было обнаружено, что для почв сходного механического, минералогического и химического состава справедлива зависимость

$$K_{\phi} = 10^{-18,2} \Pi^{10}, \quad (3.5)$$

где  $K_{\phi}$  выражен в мм вод. сл./мин, а  $\Pi$  — в процентах объема почвы.

Зависимость между порозностью почв и  $K_{\phi}$  пытались выявить многие исследователи. Смит и др. (1944) нашли связь между  $K_{\phi}$  и «фактором порозности» ( $\Phi\Pi$ ):

$$\hat{\Phi}\ddot{\Pi} = V_1 + \frac{1}{4}V_2 + \frac{1}{10}V_3, \quad (3.6)$$

где  $V_1$ ,  $V_2$ ,  $V_3$  — соответственно объемы пор, в которых развивается капиллярное давление 0 — -10, -10 — -40 и -40 — -100 см вод. ст. Коэффициенты при  $V_2$  и  $V_3$  четко указывают на превалирующую роль самых крупных пор в процессе фильтрации.

Зная величину  $K_{\phi}$  и эпюры гидравлического давления по профилю, нетрудно рассчитать и плотность фильтрационного потока, если профиль однороден по гидрофизическим свойствам. Однако горизонтальная и вертикальная неоднородность почвы вызывает необходимость в большой повторности измерений  $K_{\phi}$ , а также в проведении специальных расчетов. Что касается вертикальной неоднородности, то в почвенно-мелиоративной практике часто результирующий  $K_{\phi}$  для всего профиля в целом определяется при помощи метода изолированных колонн (Созыкин, 1939) непосредственно в полевых условиях или в лаборатории. Однако трудоемкость этого метода не позволяет взять большую повторность в горизонтальном направлении. Поэтому целесообразнее с точки зрения повышения точности и снижения трудоемкости оп-

ределять  $K_{\phi}$  на малых образцах с ненарушенным сложением с большой повторностью. Для перехода от  $K_{\phi}$  отдельных горизонтов к суммарному  $K_{\phi}$  профиля необходимо формулу общего закона движения преобразовать следующим образом. Заменяем  $K_{\phi}$  профиля на величину гидравлического сопротивления ( $R$ ):

$$i = \frac{-\Delta P}{R}. \quad (3.7)$$

Величина  $R$  складывается из сопротивлений для отдельных горизонтов ( $r$ ), умноженных на толщину соответствующих горизонтов ( $l$ ):

$$R = r_1 l_1 + r_2 l_2 + \dots + r_n l_n. \quad (3.8)$$

Подставляя (3.8) в (3.7), получим

$$i = -\frac{\Delta P}{r_1 l_1 + r_2 l_2 + \dots + r_n l_n}, \quad (3.9)$$

или

$$i = -\frac{\Delta P}{\frac{l_1}{k_1} + \frac{l_2}{k_2} + \dots + \frac{l_n}{k_n}}, \quad (3.10)$$

где  $k = \frac{1}{r_i}$  соответствующего горизонта.

Экспериментальная проверка метода малых образцов с ненарушенным сложением проводилась на почвах Лессовой провинции Китая.  $K_{\phi}$  определялся на образцах, взятых в поле в стальные трубки высотой 15 см и диаметром 7 см. В лаборатории образцы закрывались снизу сеткой, а на поверхность почвы подавалась вода под постоянным напором 0,5 см вод. ст. из перевернутой вверх дном бюретки. Полевые измерения  $K_{\phi}$  профиля проводились методом заливаемых площадок при помощи двух концентрически расположенных металлических колец диаметром 0,3 и 0,6 м. Вода в кольцах в течение всего опыта поддерживалась на уровне 5 см от поверхности почвы. Обычно через 3—6 ч после заливки площадок почва оказывалась промоченной на глубину свыше 2 м, расход воды делается постоянным, что свидетельствует о наступлении фильтрации. После этого по скорости расхода влаги во внутреннем кольце определяют  $K_{\phi}$  профиля. Наружные кольца играют роль защитных зон, ослабляющих процесс бокового растекания воды через поверхностные, более проницаемые горизонты.

Сравнение данных о  $K_{\phi}$ , полученных двумя методами, обнаружило довольно хорошую их сходимость (табл. 3.1): расхождения не превышали 0,15 мм/мин, что близко к точности определения  $K_{\phi}$ . Таким образом, зная характеристику почвы в отношении  $K_{\phi}$  и эпюры давления влаги, можно рассчитать плотность фильтрационного потока и для неоднородной по профилю почвы. Что касается эпюр давления, то если в однородном профиле они представляют собой прямые линии, то в неоднородных профилях они будут выглядеть как ломаные линии, причем углы наклона отрезков будут тем меньше (при равной скорости фильтрации), чем ниже  $K_{\phi}$  данных горизонтов (слоев). При этом возможны случаи, когда верхняя и нижняя части профиля, характеризующиеся более низким  $K_{\phi}$ , находятся в насыщенном водой состоянии.

Таблица 3.1

**Коэффициент фильтрации верхних горизонтов почв  
Лессовой провинции КНР, мм вод. сл./мин**

Место	Образцы с ненарушенным сложением, глубина 0—25 см	Полевые определения методом малых заливаемых площадей
Лочуань	2,35	2,50
Динси	0,11	0,17
Динси	0,38	0,32

В случае очень сложных профилей или переменного режима давления влаги расчеты в численной форме удобнее заменить моделированием на гидравлических или электрических моделирующих устройствах, пользуясь свойством аналогичности законов почвенно-гидрологических, гидравлических и электрических процессов.

При длительной фильтрации необходимо учитывать возможные изменения  $K_{\phi}$ , вызванные выделением (или удалением) защемленного воздуха из почвы, набуханием коллоидов и разрушением части структурных отдельностей. Эти изменения приводят к уменьшению размеров пор и, следовательно, снижению  $K_{\phi}$ . Реже происходит увеличение  $K_{\phi}$ , например на почвах карбонатных, подверженных суффозии.

Опыт на насыпных образцах светло-каштановой суглинистой почвы ясно продемонстрировал динамичность  $K_{\phi}$  во времени. Почва, просеянная через сито с отверстиями 1 мм, насыпалась в

трубки высотой 50 и диаметром 3 см, уплотнялась до  $1,21 \text{ г/см}^3$  в горизонте *A* и до  $1,33 \text{ г/см}^3$  в горизонтах *B* и *C*. После промачивания почвы началась фильтрация (табл. 3.2). В течение опыта  $K_{\phi}$  неуклонно снижался и за 14 суток уменьшился в 2—3 раза, кроме горизонта *C*, где высокое содержание  $\text{CaCO}_3$  препятствовало разрушению микроструктуры.

Таблица 3.2

**Изменение коэффициента фильтрации в процессе фильтрации через образцы светло-каштановой почвы, мм вод. сл./ч**

Интервал времени, ч	Коэффициент фильтрации в горизонтах			
	$A_1$	$B_1$	$B_2$	$C_1$
35—37	2,3	1,2	1,8	0,9
75—100	1,9	1,0	1,6	0,8
100—200	1,7	0,5	1,4	0,8
200—300	1,4	0,5	1,0	0,7
300—500	1,2	0,4	0,8	0,8

Таким образом, если для коротких интервалов времени фильтрацию можно в первом приближении считать установившимся процессом при постоянных давлениях на границах профиля, то в масштабе длительных промежутков времени необходимо учитывать нестационарность, вызванную динамикой  $K_{\phi}$ .

**Пленочно-капиллярное просачивание**

Как и для фильтрации, для просачивания влаги через ненасыщенную почву необходимо, чтобы градиент гидравлического давления был меньше 1. Но в отличие от фильтрации эпюры давления расположены в области отрицательных значений давления почвенной влаги под углом  $\psi < 135$  (см. рис. 3.2, III). Другим отличием от фильтрации является то, что даже при установившемся просачивании в однородной по профилю почве эпюры давления не всегда будут прямолинейными. Действительно, если допустить, что эпюра давления влаги имеет прямолинейную форму и расположена в области отрицательных значений  $P$  под углом к оси абсцисс, меньшим  $135^\circ$  и большим  $90^\circ$ , то это означало бы, что при разных  $P$  и, следовательно, при разных  $K$ , но одинаковых градиентах давления плотность потока на разных уровнях профиля одинакова (вследствие закона неразрывности). Поскольку это невозможно, следует сделать вывод, что эпюры прямолинейны лишь при равенстве  $P$  и  $K$  по профилю. Таким образом, эпюры будут



линейными лишь при  $\frac{dP}{dh} = -1$  см вод. ст./см, т.е. при «безнапорном просачивании» ( $\psi = 90^\circ$ , см. рис. 3.2, IIIа).

В этом случае вода движется, как и при безнапорной фильтрации, только под влиянием гравитационных сил (собственной тяжести).

Если же при установившемся просачивании давление влаги на верхней и нижней границах профиля поддерживается на разных уровнях, то для каждого горизонта (слоя) будет действительно уравнение  $i = -K \frac{dP}{dh}$ , и поскольку  $i$  постоянно по профилю, а  $P$  и

$K$  — переменны, то для каждого горизонта  $\frac{dP}{dh}$  будет обратно пропорциональна его  $K$  при данном  $P$ .

Так, если  $P$  на нижней границе выше, чем на верхней, то  $K$  внизу будет также выше, а градиент давления, следовательно, меньше; больше будет и угол между эюрой давления и осью абсцисс (рис. 3.2, IIIб). Если же  $P$  на нижней границе ниже, то, напротив, градиент давления вблизи нижней границы будет больше, меньшим будет и угол, образованный эюрой давления и осью абсцисс (рис. 3.2, IIIв).

При неустановившемся просачивании и особенно в слоистом почвенном профиле форма эюр давления, конечно, еще сложнее, чем при установившемся просачивании в однородном профиле.

### Восходящий поток

Условием существования восходящего потока является положительное значение градиента давления влаги, т.е.

$$\frac{dP_{\text{гидр}}}{dh} - \frac{P_{\text{г}}}{dh} > 0.$$

Следовательно, при вертикальном движении

$$\frac{dP_{\text{гидр}}}{dh} - 1 > 0, \text{ или } \frac{dP_{\text{гидр}}}{dh} > 1.$$

На графике водных режимов восходящие потоки занимают область от  $1\frac{3}{4}\pi$  до  $\frac{3}{4}\pi$ . Радиус  $\frac{1}{4}\pi$  — геометрическое место установившихся восходящих потоков.

При установившемся восходящем движении эпюры давления влаги для почв, однородных по профилю, представляют собой линии, расположенные к оси абсцисс под углом больше  $135^\circ$  (рис. 3.2, IV). Чем больше угол, тем больше градиент давления влаги и выше интенсивность потока влаги.

В насыщенной почве установившийся восходящий поток возникает в условиях подтопления грунтовыми водами. Обычно такая ситуация наблюдается в замкнутых понижениях рельефа, в которых подпочвенные слои более водопроницаемы, чем на окружающей территории.

В насыщенной почве эпюры давления находятся в интервале положительных давлений (рис. 3.2, IVа), в ненасыщенной — смещаются в интервал отрицательных давлений (рис. 3.2, IVб). Характерный случай восходящего движения при этой ситуации — выход «капиллярной каймы» на поверхность почвы и испарение влаги с поверхности. В отличие от насыщенной почвы, в ненасыщенной наличие восходящего движения приводит к существенному отклонению эпюры давления влаги от линейной. В самом деле, по условию стационарности потока его плотность будет неизменна не только во времени, но и по глубине. Поскольку давление почвенной влаги (а следовательно, и влагопроводность почвы) падает по мере подъема над уровнем нулевого давления («зеркалом грунтовых вод»), величина градиента давления должна возрастать в том же направлении так, чтобы произведение  $K \frac{dP}{dh} = -i$  осталось постоянным по высоте.

Информация о распределении давления влаги в кайме весьма необходима для мелиорации и сельскохозяйственного освоения почв с высоким залеганием грунтовых вод, в частности для определения оптимальной глубины залегания грунтовых вод с точки зрения предупреждения засоления и оптимального водоснабжения растений. Если известны зависимости между давлением влаги и влагопроводностью почвы, то расчет распределения давления влаги в кайме не представляет больших трудностей. Принцип расчета сводится к следующему. Поскольку движение происходит в направлении, противоположном действию силы тяжести, то, изменив знак  $P$ , получим

$$i = K_p \left( \frac{dP}{dh} - 1 \right). \quad (3.11)$$

Следовательно,

$$dh = \frac{K_p dP}{i + K_p}; \int^h dh = \int^p \frac{K_p dP}{i + K_p} + C. \quad (3.12)$$

Чтобы интегрировать это выражение, необходимо выразить  $K_p$  в виде элементарной функции от  $P$ . Наиболее хорошо (по крайней мере для суглинистых почв) эта зависимость аппроксимируется в виде  $K_p = \frac{K_0}{P^2}$ , где  $K_0$  — коэффициент влагопроводности насыщенной почвы (коэффициент фильтрации). Подставляя это значение  $K_p$  в (3.12), получим (при  $C = 0$ )

$$\int^h dh = h = \int^p \frac{K_0 dP}{iP^2 + K_0}. \quad (3.13)$$

Интегрируя и произведя тригонометрические преобразования, приходим к выражению

$$P = \sqrt{\frac{K_0}{i}} \cdot \operatorname{tg}\left(\sqrt{\frac{i}{K_0}} \cdot h\right). \quad (3.14)$$

Поскольку член  $\sqrt{\frac{K_0}{i}}$  имеет конечные размеры, а  $\operatorname{tg}$  может принимать неограниченно большие значения, то роль последнего гораздо значительнее. Таким образом, из этого выражения следует, что  $P$  быстро растет по мере продвижения вверх от уровня грунтовых вод. Увеличивается  $P$  и при возрастании  $i$  (это происходит при увеличении испаряемости на дневной поверхности почвы):

Если значение  $i$  становится очень малым, то будет мал и член  $\left(\sqrt{\frac{i}{K_0}} \cdot h\right)$ , а при этом  $\operatorname{tg}\left(\sqrt{\frac{i}{K_0}} \cdot h\right) \cong \sqrt{\frac{i}{K_0}} \cdot h$ . Учитывая это, получим в пределе  $P_{i \rightarrow 0} \cong h$ , т.е. при отсутствии потока имеем линейные эпюры  $P(h)$ , рассмотренные в предыдущих разделах.

Поскольку основная часть перепада  $P$  между атмосферой и почвой «гасится» в поверхностном слое почвы, существует предельное значение  $i$ :

$$i_{\text{пр}} = \frac{AK_0}{H^2}, \quad (3.15)$$

где  $H$  — глубина грунтовых вод,  $A$  — постоянный коэффициент. При сложной зависимости  $K(P)$  проводится графический расчет. Для этого вся капиллярная кайма разбивается по высоте на несколько слоев (чем больше число слоев, тем точнее расчеты), и для каждого слоя вычисляются основные параметры потока ( $K$ ,  $P$  и  $\Delta P$ ) при заданной установившейся плотности потока. Расчет производится последовательно, начиная со слоя, располагающегося непосредственно над уровнем нулевого давления. Вначале вычисляется градиент давления влаги по формуле

$$\frac{dP_{\text{гидр}}}{dh} = -\frac{i}{K} + 1, \quad (3.16)$$

где  $i$  — известная (или заданная) плотность потока влаги,  $K$  — коэффициент влагопроводности, соответствующий отрицательному давлению, равному (при выражении его в сантиметрах водного столба) половине толщины слоя. Вычисленный градиент наносится на график (рис. 3.4), и повторяется расчет по уравнению (3.16), но уже с новым, уточненным значением  $K$ , соответствующим  $P$  в середине слоя. Если необходима высокая точность, то вычисление повторяется со все более точными значениями градиента давления и  $K$ .

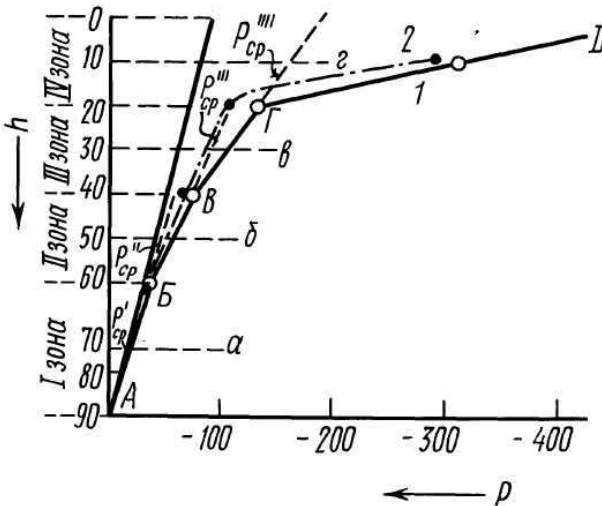


Рис. 3.4. Распределение капиллярного давления влаги ( $P$ , см вод. ст.) по высоте ( $h$ , см) при стационарном испарении из монолита светлокаштановой суглинистой почвы: 1 — рассчитано, 2 — определено экспериментально (пояснения в тексте)

Окончательное значение градиента наносится на график (линия *АВ*) и продолжается до пересечения со средней линией (*б*) второго снизу слоя. Давление, полученное в точке пересечения *АВ* и *б*, принимается в качестве первого приближения для выбора соответствующего значения *K* для этого слоя. Вновь проводится расчет градиента давления по уравнению (3.16), но уже для второго снизу слоя, а по уточненным значениям  $\frac{dP}{dh}$  выбирается второе, уточненное значение *K*. Эта процедура повторяется до получения окончательного значения  $\frac{dP}{dh}$  для второго слоя, после чего эпюра давления второго слоя продолжается (экстраполируется) в третий слой и так далее, от слоя к слою, вплоть до поверхности почвы.

Результаты подобного расчета для светло-каштановой суглинистой почвы сравнивались с результатами эксперимента на монолитах светло-каштановой почвы, оборудованных тензиометрами, в которые снизу подавалась вода. Интенсивность испарения поддерживалась на уровне 0,3 см/сут при помощи рефлектора — отражателя и вентилятора. В течение 5—7 сут поверхность почвы нагревалась до +30 — +40°С, а ночью охлаждалась до +20°С. Распределение давления, изображенное на рис. 3.5, было зафиксировано к концу дневного нагревания на 4—5-е сутки опыта, когда суточные циклы приняли стационарный характер, близкий к тому, который отмечается в природных условиях. При этом на глубине 7,5 см от поверхности почвы давление влаги снижалось до –300 см вод. ст.

Однако уже на глубине 17,5 см оно достигало лишь –113 см вод. ст. Еще глубже градиент давления был лишь немного больше 1 см вод. ст./см.

Таким образом, для распределения влаги в капиллярной кайме, выходящей на поверхность почвы, при испарении характерно значительное падение давления влаги кверху, сначала (внизу) медленное, но по мере приближения к испаряющей поверхности — все более быстрое.

Такая картина — следствие описанной выше зависимости между давлением влаги и влагопроводностью почвы, при которой влагопроводность почвы быстро снижается по мере падения давления почвенной влаги в соответствии с экспоненциальной зависимостью.

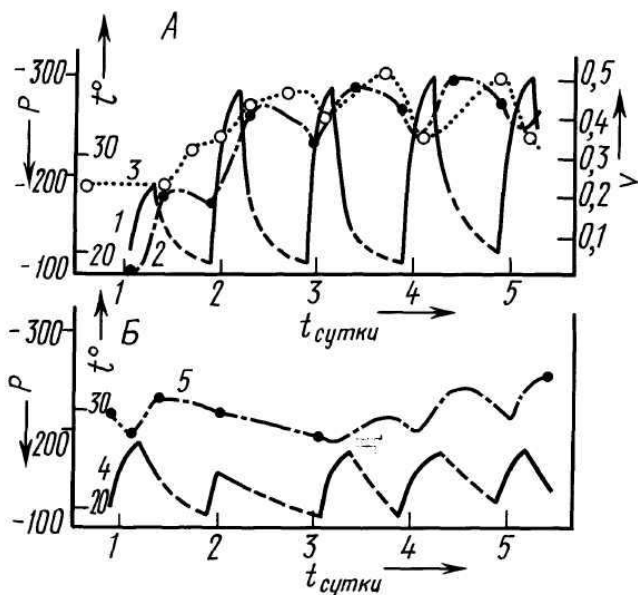


Рис. 3.5. Динамика температуры ( $t^\circ$ ), капиллярного давления влаги ( $P$ , см вод. сл.) и скорости испарения воды ( $v$ , см вод. сл./сут) в монолите светло-каштановой почвы: *A* — жесткий и *B* — мягкий режим испарения; 1 и 4 — динамика температуры на глубине 7,5 см; 2 и 5 — капиллярное давление влаги на глубине 7,5 см; 3 — скорость испарения

Столь сильное падение давления влаги произошло даже при сравнительно низкой плотности потока к испаряющей поверхности и сравнительно неглубоком залегании грунтовых вод (уровня нулевого давления). Дальнейшее увеличение глубины грунтовых вод должно, как показывают расчеты, привести к еще большему падению давления влаги и влагопроводности почвы у испаряющей поверхности, что, в свою очередь, приведет к снижению плотности восходящего потока.

Однако в связи с тем, что коэффициент влагопроводности почвы падает особенно быстро при снижении капиллярного давления почвенной влаги в диапазоне высоких влажностей (и давлений влаги), снижение уровня грунтовых вод наиболее резко влияет на скорость восходящего движения влаги к испаряющей поверхности при высоких уровнях грунтовых вод (для песчаных почв — в диапазоне 0—1 м от поверхности почвы, для суглинистых — 0—2 м). При дальнейшем углублении уровня грунтовых вод скорость восходящего

движения влаги становится очень малой (менее 1 мм вод. сл. в сутки) и изменения ее делаются трудно уловимыми.

Возрастание испаряемости на поверхности почвы при неизменной глубине грунтовых вод по тем же причинам увеличивает скорость испарения. Учитывая характер зависимости  $K$  от  $P$ , и в этом случае надо ожидать, что наиболее резко — практически линейно — возрастание испаряемости будет влиять на испарение при высоком уровне грунтовых вод. При увеличении испаряемости наступит момент, когда давление влаги в поверхностном слое почвы станет практически равным давлению влаги в атмосфере и дальнейшее ее возрастание уже не сможет увеличить градиент давления влаги в профиле и тем самым не сможет увеличить скорость испарения.

Следует ожидать, что для каждого уровня грунтовых вод (кроме случая выхода зеркала грунтовых вод на поверхность) должен существовать свой предельный уровень испаряемости, при котором давления влаги в поверхностном слое почвы и в приземном слое воздуха уравниваются, градиент давления влаги в профиле достигнет максимально возможной величины и дальнейшее увеличение скорости восходящего движения влаги станет невозможным.

Конечно, в реальных условиях случаи, когда грунтовые воды или испаряемость поддерживаются на постоянном уровне, если и встречаются, то крайне редко. Гораздо чаще увеличение испаряемости, приводя к возрастанию градиента давления влаги в профиле, вызывает увеличение скорости испарения грунтовых вод и, как следствие, снижение их уровня, тем большее, чем ниже скорость их питания. Учитывая эту «положительную обратную связь», нетрудно предвидеть, что «отставание» испарения от растущей испаряемости в этом случае выражено резче, чем в условиях «модельного» опыта с неизменным уровнем грунтовых вод.

## **Нестационарные потоки**

### **Впитывание влаги с поверхности почвы**

Под впитыванием обычно понимается процесс поступления воды с поверхности в ненасыщенную почву. Процесс впитывания состоит из двух фаз: 1) восприятие воды почвой; 2) проведение воды почвой в ее толще от слоя к слою. Существенной особенностью процесса впитывания является то, что ниже промоченной толщи имеется сухая толща или прослойка, не насыщенная влагой.

Промоченная часть профиля характеризуется положительными или близкими к нулю давлениями, а нижняя, непромоченная — отрицательными. Градиент гидравлического давления, как и при фильтрации, меньше единицы.

Даже если впитывание происходит с поверхности почвы, однородной по профилю в отношении физических свойств и влажности, то и в этом случае движение влаги при впитывании носит ярко выраженный неустановившийся характер, т.к. по мере впитывания градиент давления влаги в промоченной толще будет непрерывно уменьшаться в результате того, что один и тот же перепад давления будет распределяться на возрастающую по мощности промоченную толщу. В реальных же условиях плотность и влажность (следовательно, и давление влаги) почвы с глубиной увеличиваются, что приводит к еще более резкому снижению скорости впитывания.

В настоящее время почти всегда изучение физических свойств сопровождается эмпирическим измерением интенсивности впитывания воды в почву методом трубок или малых заливаемых площадок.

Во многих из этих работ делались попытки найти общие закономерности, характеризующие динамику впитывания воды. Так, Н.Ф. Созыкин (1939) предложил выражать связь между начальной, конечной и промежуточной интенсивностями впитывания в линейной форме.

А.Н. Костяков (1932) предложил формулу  $K_\tau = K_0\tau^\alpha$ , где  $K_\tau$  и  $K_0$  — интенсивность впитывания в момент  $\tau$  и в начале впитывания,  $\alpha$  — эмпирический коэффициент. Эта формула часто бывает удобна для описания результатов эксперимента, однако она не вскрывает сущности процессов впитывания и не дает возможности прогнозирования влияния изменения свойств почв или граничных условий на процесс впитывания.

Существуют более общие способы описания процесса впитывания. Наиболее известен метод Филипа, в котором, благодаря использованию основного уравнения движения и так называемого «преобразования Больцмана» ( $\varphi = x\tau^{-1/2}$ , где  $x$  — расстояние вдоль линии тока,  $\tau$  — время), решение для глубины промачивания ( $z$ ) получается в виде степенного ряда

$$z = \varphi\tau^{\frac{1}{2}} + \chi\tau + \psi\tau^{\frac{3}{2}} + \dots + F_n\tau^{\frac{n}{2}}, \quad (3.17)$$



где коэффициенты  $\varphi, \chi, \psi, \dots, F_n$  — функции влажности почвы ( $W$ ), которые можно получить, решив численными методами серии обыкновенных дифференциальных уравнений.

В зависимости от требующейся точности число членов ряда в уравнении (3.17) уменьшается до нескольких первых членов, а для самых первых этапов впитывания можно иногда ограничиться даже двумя первыми членами.

Позволяя качественно анализировать процесс впитывания, этот подход, несмотря на довольно сложные расчеты, не дает пока хороших количественных совпадений с результатами экспериментов. Возможно, причина этого — в допущениях, принятых при выводе уравнения (однородность почвы по физическим свойствам и влажности по всему профилю), на что указывает А.А. Роде [5]. Кроме этого, остается не доказанной универсальность «преобразования Больцмана».

При выводе уравнения, описывающего динамику впитывания, учитывается, что скорость продвижения фронта смачивания ( $V$ ) в момент  $\tau$ :

$$V_\tau = \left( \frac{dh}{d\tau} \right)_\tau, \quad (3.18)$$

где  $h$  — глубина фронта смачивания.

С другой стороны, по основному закону движения

$$V_\tau = \frac{i}{\Delta W} = \frac{K_\delta}{\Delta W} \frac{\Delta P + h_\tau}{h_\tau}, \quad (3.19)$$

где  $\Delta W$  — разность между полной влагоемкостью и начальной влажностью почвы. Приравняв правые части обоих уравнений, получим

$$\left( \frac{dh}{d\tau} \right)_\tau = \frac{K_\delta}{\Delta W} \frac{\Delta P + h_\tau}{h_\tau}. \quad (3.20)$$

Разделяем переменные и интегрируем уравнение (3.20):

$$\tau = \int_0^h \frac{\Delta W h_\tau dh}{K_\delta (\Delta P + h_\tau)}. \quad (3.21)$$

Из условий однородности профиля почвы по физическим свойствам и влажности имеем:  $K_\phi = \text{const}$ ,  $\Delta P = \text{const}$  и  $\Delta W = \text{const}$ . После решения интеграла в уравнении (3.21) получаем

$$\tau = \frac{\Delta W}{K_\delta} \left[ h_\tau - \Delta P \ln \left( 1 + \frac{h_\tau}{\Delta P} \right) \right]. \quad (3.22)$$

Уравнение (3.22) позволяет решать ряд очень важных в мелиоративной практике задач: определять время, необходимое для промачивания почвы на определенную глубину, а также для впитывания почвой определенной поливной нормы, и, наоборот, количество впитавшейся воды и глубину промачивания за определенное время.

Все компоненты этого уравнения довольно легко определяются эмпирически, за исключением  $\Delta P$ , что связано со следующими обстоятельствами. Поскольку реальное поровое пространство представляет собой систему пор разного диаметра, то не все поры принимают равное участие в процессе впитывания. Наиболее крупные из них обладают слишком высоким давлением, чтобы энергично «засасывать» воду; самые мелкие, хотя и развивают достаточно низкое давление, характеризуются слишком низкой влажностью, и «фронт смачивания» успевае опуститься ниже, обогнув эти тонкие поры. Поэтому в процессе впитывания наибольшее значение имеет некоторая промежуточная «эффективная» группа пор, которая развивает достаточно низкое давление, чтобы преодолеть «гистерезисный барьер», и в то же время достаточно быстро проводит влагу. Методов предварительной оценки «эффективного» давления влаги при помощи прямых экспериментов пока не существует. Косвенная оценка была нами проведена путем сравнения теоретически вычисленных по формуле (3.22) и экспериментально измеренных динамик впитывания влаги.

Экспериментальное изучение впитывания проводилось на светло-каштановой почве методом малых заливаемых площадей размером  $2 \times 2 \text{ м}^2$ , оборудованных на глубинах 50, 30, 10 см и на поверхности почвы. Скорость впитывания учитывалась по расходу воды из внутреннего квадрата площадью  $0,25 \text{ м}^2$ , образованного металлическими рамами; остальная площадь играла роль защиты от бокового растекания. В течение непрерывного 6-часового опыта на поверхности площадок поддерживался постоянный слой воды высотой 5 см. Влажность почвы до начала опыта была более или менее однородной по профилю (около 12% объема). Влажность после впитывания составляла в среднем для метрового слоя около 47% объема. Таким образом,  $\Delta W$  достигала 35% объема, или 0,35. Коэффициент фильтрации, который можно принять равным скорости впитывания к концу 6-часового опыта, был в среднем равен 0,018 см вод. сл./мин.

С использованием этих параметров была подсчитана скорость продвижения фронта смачивания по формуле (3.22) и по экспериментальным данным (табл. 3.3 и рис. 3.6).

Таблица 3.3

**Динамика впитывания воды светло-каштановой почвой  
при подаче воды на поверхность площадок,  
расположенных на различной глубине**

Интервал времени, мин	Количество воды, впитавшейся к концу интервала, мм вод. сл.			
	глубина площадок, см			
	0	10	30	50
0—10	20	18	18	12
10—20	30	26	26	16
20—40	45	36	40	22
40—80	68	62	62	28
80—140	92	82	78	36
140—200	114	96	90	42
200—260	142	108	102	48
260—320	170	118	110	52
320—380	192	126	118	56
Интервал времени, мин	Средняя скорость впитывания, мм вод. сл./мин.			
	глубина площадок, см			
	0	10	30	50
0—10	2,0	1,8	1,8	1,2
10—20	1,0	0,8	0,8	0,4
20—40	0,7	0,6	0,7	0,3
40—80	0,5	0,5	0,5	0,15
80—140	0,46	0,32	0,27	0,13
140—200	0,43	0,25	0,20	0,10
200—260	0,42	0,18	0,18	0,09
260—320	0,41	0,15	0,14	0,08
320—380	0,41	0,14	0,13	0,07

В ходе впитывания обнаруживались значительные различия между площадками, заложенными на различной глубине. Поскольку верхний 10—20-сантиметровый слой был промочен уже в течение первых 30 мин, то различия, сохраняющиеся в течение

всего 6-часового опыта, обусловлены, по-видимому, различной проводимостью поверхности площадок. Известно, что при заливании поверхности верхний слой (5 см) очень сильно диспергируется и набухает, создавая высокое сопротивление движению воды. Диспергирование и набухание гораздо сильнее в безгумусных и солонцеватых горизонтах *B* и *C*. Однако для всех площадок характерно быстрое снижение скорости впитывания до некоторой более или менее медленно изменяющейся величины. Через 3—4 ч после начала опыта скорость впитывания составляла всего лишь несколько сотых сантиметра водного слоя в минуту.

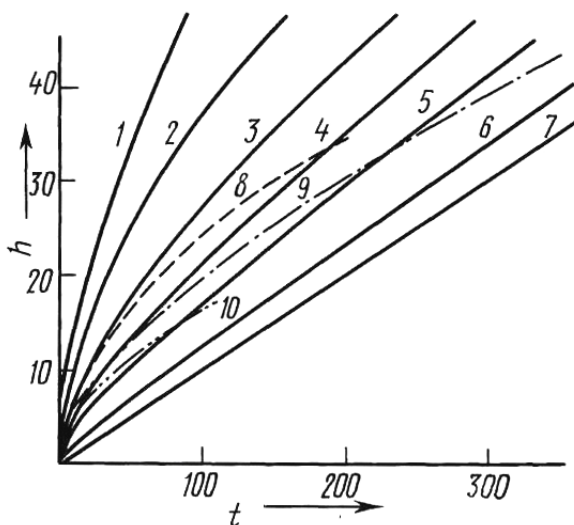


Рис. 3.6. Зависимость глубины фронта смачивания ( $h$ , см) от времени ( $t$ , мин) при впитывании воды с поверхности светло-каштановой суглинистой почвы. Сплошные линии — рассчитано при  $\frac{\Delta W}{K_{\phi}} = 1$  и  $\Delta P$ , равном:

1 —  $-0,1$  атм; 2 —  $-0,05$ ; 3 —  $-0,02$ ; 4 —  $-0,01$ ; 5 —  $-0,005$ ; 6 —  $-0,001$ ; 7 —  $0$  атм. Пунктирные линии — определено экспериментально: 8 — впитывание с площадки на глубине 30 см; 9 — с поверхности почвы; 10 — с глубины 50 см

В течение всего опыта экспериментально построенные кривые продвижения фронта смачивания (см. рис. 3.6) довольно хорошо подчиняются закономерности, выраженной уравнением (3.22), вписываясь в семейство теоретически вычисленных по этому урав-

нению кривых. Различия между теоретическими и экспериментальными кривыми заключаются в том, что в конце опыта последние несколько отклоняются к оси абсцисс, что, по-видимому, связано с набуханием почвы, уменьшением эффективного диаметра пор и, следовательно, снижением коэффициента фильтрации насыщенной почвы в промоченной толще.

Сопоставление теоретических и экспериментальных данных показывает также, что для всех площадок эффективное давление почвенной влаги ( $\Delta P$ ) находилось в пределах 30—50 см вод. ст. В данном случае имеется в виду капиллярная составляющая полного давления. Полное давление при влажности 12% объема достигает  $-100$  атм. Таким образом, при впитывании влаги осмотическое давление влаги можно не учитывать; не участвует в процессе и значительная «доля» капиллярного давления. Впрочем, в этом диапазоне давления влаги разделить полное давление на осмотическое и капиллярно-адсорбционное чрезвычайно трудно, т.к. из материалов, приведенных в предыдущей главе, следует, что адсорбционное давление проявляется через концентрацию ионов диффузного слоя, взаимодействующих с водой. Следовательно, действие адсорбционного давления в этом диапазоне очень трудно отличить от действия растворенных веществ, которое также проявляется в виде взаимодействия ионов или молекул растворенного вещества с водой.

Интересно отметить, что капиллярное давление  $-30$ — $-50$  см вод. ст. было характерно для почвенного профиля через 7—8 ч после прекращения подачи воды на поверхность, когда стекло основное количество «гравитационной влаги». Возможно, эта особенность будет в дальнейшем использована при разработке метода определения эффективного капиллярного давления почвенной влаги, знать которое столь важно для прогноза впитывания воды.

Для некоторых частных случаев зависимость между временем и глубиной фронта смачивания может быть выражена в виде, более простом, чем уравнение (3.22), если учесть соотношение между глубиной фронта смачивания и эффективным давлением влаги. Так, в первом периоде впитывания, когда мощность промоченной толщи невелика по сравнению с  $\Delta P$ , ею можно пренебречь. Тогда скорость впитывания можно приближенно выразить уравнением

$$\left( \frac{dh}{d\tau} \right)_{\tau} = \frac{K_{\phi} \Delta P}{\Delta W h_{\tau}}, \quad (3.23)$$

которое при интегрировании дает

$$\tau = \frac{\Delta W h_{\tau}^2}{2K_{\phi} \Delta P}, \text{ или } h_{\tau} = \left( \frac{2K_{\phi} \Delta P}{\Delta W} \tau \right)^{0,5}. \quad (3.24)$$

Соответственно скорость впитывания будет обратно пропорциональна корню квадратному из времени:

$$V_{\tau} = \left( \frac{dh}{d\tau} \right)_{\tau} = \left( \frac{K_{\phi} \Delta P}{\Delta W} \right)^{0,5} \tau^{-0,5}. \quad (3.25)$$

Для конечных этапов впитывания, когда мощность промоченной толщи достигает больших величин, превышающих перепад капиллярного давления между сухой подстилающей и промоченной толщами, можно допустить, что  $\Delta P \ll h$ . Тогда формула движения влаги при впитывании будет выражаться в виде

$$V_{\tau} = \left( \frac{dh}{d\tau} \right)_{\tau} = \frac{K_{\phi}}{\Delta W}, \quad (3.26)$$

и после интегрирования получим

$$\tau = \left( \frac{\Delta W}{2K_{\phi}} \right) h_{\tau}; \quad h_{\tau} = \frac{2K_{\phi}}{\Delta W} \tau. \quad (3.27)$$

В этом случае скорость продвижения фронта смачивания постоянна, в отличие от первого периода впитывания, когда она быстро затухала.

К этим двум периодам, когда соотношение между скоростью продвижения фронта смачивания и временем носит характер степенной зависимости, вполне применима формула, предложенная А.Н. Костяковым (1932) и другими исследователями.

Для начального периода показатель степени  $\tau$  равен 0,5, для конечного — 0. Для промежуточных периодов он будет пробегать ряд значений, заключенных между этими крайними показателями.

Это четко иллюстрируется полученными нами данными о впитывании на светло-каштановой суглинистой почве и на почвах Лессовой провинции Китая (рис. 3.7). При логарифмических координатах показатель степени при  $\tau$  равен тангенсу угла наклона экспериментальной кривой к оси времени. В течение первых 1—1,5 ч опыта он поддерживался на уровне от  $-0,5$  до  $-0,6$ , затем постепенно снижался, достигая к концу 6-го часа от  $-0,1$  до  $-0,05$ . При этом на площадке, расположенной на поверхности почвы, это снижение отмечается гораздо раньше, чем на глубоких, что связано

с более быстрым продвижением фронта смачивания вглубь почвы в поверхностных горизонтах, отличающихся большим коэффициентом фильтрации, и, следовательно, с более быстрым ростом  $h$ .

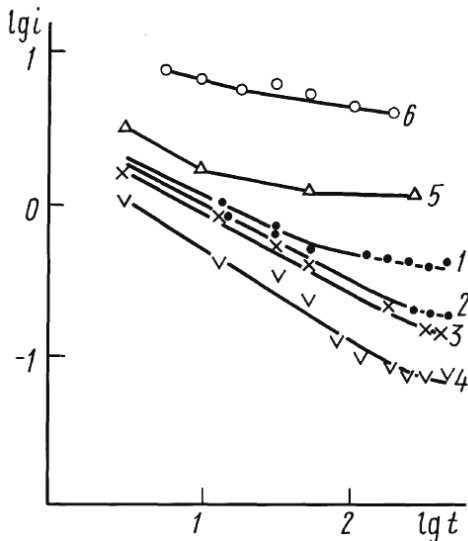


Рис. 3.7. Зависимость скорости впитывания воды ( $i$ , мм вод. сл./мин) от времени ( $t$ , мин). Светло-каштановая суглинистая почва: 1 — с поверхности, 2 — с площадки на глубине 10 см, 3 — 30 см, 4 — 50 см. Дерново-подзолистая суглинистая почва, с поверхности — 5; почва типа «хэйлуту» (Лессовая провинция КНР), с поверхности — 6

Таким образом, теоретическая концепция впитывания влаги в целом оправдывается. Сопоставляя вычисленные на основании уравнения (3.22) и экспериментально полученные данные о динамике впитывания (как это показано на рис. 3.6), можно надеяться получить устойчивые значения эффективного перепада давления влаги при впитывании для основных типов почв. Имея эти значения, нетрудно рассчитать или воспроизвести на модели весь процесс впитывания, что, конечно, очень важно для проектирования мелиоративных мероприятий.

### Подъем воды в почву из грунта

Другой важной положительной статьей водного баланса почв является подъем влаги из подпочвенных горизонтов. На графике водного режима (см. рис. 3.1) этот процесс отображается правой полуосью.

Интенсивность этого процесса достигает максимальных значений при резком подъеме грунтовых вод, который может явиться следствием грунтового подтопления (в долине рек), потускулярного просачивания поверхностных вод в понижениях рельефа, фильтрации из каналов и водохранилищ, при подпочвенном орошении. Характер процесса зависит от скорости подъема грунтовых вод. При очень медленной скорости подъема процесс носит квазистатический характер и сводится к «перенесению» существующей капиллярной каймы на более высокий уровень. Напротив, при быстром подъеме грунтовых вод формирование капиллярной каймы происходит заново. Далее рассмотрим подробнее этот случай.

Как хорошо известно, при близком залегании источника свободной воды поднятие ее происходит по «капиллярным» порам, размер которых превышает 1 мкм. Следовательно, подъем воды по поровому пространству почвы можно назвать «капиллярным», т.к. происходит он под влиянием перепада капиллярных давлений между сухой почвой и грунтом, насыщенным водой. Как было сказано выше, максимально возможная высота поднятия воды в капилляре равна его капиллярному давлению, описываемому уравнением Лапласа [5] или, в упрощенной форме, уравнением Жюрена

$$|P| = \frac{0,3 \cos \theta}{d}, \quad (3.28)$$

где  $P$  — капиллярное давление (см вод. ст.), или максимальная высота поднятия в капилляре (см),  $\theta$  — угол смачивания,  $d$  — диаметр капилляра (см). Уравнение предполагает, что капилляр имеет строго цилиндрическую форму. Коэффициент влагопроводности такого капилляра подчиняется уравнению Пуазейля

$$k = \frac{\pi d^4}{128\mu}.$$

Изменим знак  $P$ . Тогда скорость поднятия влаги в момент времени  $\tau$  в таком капилляре

$$V_\tau = \left( \frac{dh}{d\tau} \right)_\tau = K \frac{P - h_\tau}{h_\tau}. \quad (3.29)$$

Интегрируя это уравнение, получаем

$$\tau = -\frac{1}{K} \left[ h_\tau + P \ln \left( \frac{P - h_\tau}{P} \right) \right]. \quad (3.30)$$



Как и при впитывании, начальный период подъема можно описать более простым уравнением. Учитывая, что в начале подъема  $h \ll P$ , имеем

$$\left(\frac{dh}{d\tau}\right)_\tau = \frac{KP}{h_\tau}, \quad (3.31)$$

после интегрирования получаем

$$\tau = \frac{h_\tau^2}{2KP}. \quad (3.32)$$

А.А. Роде, анализируя экспериментальные данные по подъему влаги в насыпных колонках частиц разной величины, во многих случаях обнаружил именно такую зависимость [5].

В свою очередь, проверяя уравнение (3.30) в насыпных колонках песчаных почв, мы обнаружили высокую степень совпадения между экспериментальными и теоретической зависимостями.

Что касается конечных этапов подъема, то, выразив уравнение (3.30) в виде

$$\tau = -\frac{1}{K} [h_\tau - P \ln P + P \ln(P - h_\tau)], \quad (3.33)$$

нетрудно обнаружить, что при приближении значения  $h$  к  $P$  член  $P \ln(P - h_\tau)$  стремится к  $-\infty$ , тогда как члены  $P \ln P$  и  $h_\tau$  имеют конечное значение и становятся, следовательно, пренебрежимо малыми по сравнению с членом  $P \ln(P - h_\tau)$ . Но из этого вытекает, что высота подъема достигнет максимального возможного значения ( $P$ ) лишь через бесконечный промежуток времени, соответственно скорость поднятия по мере подъема быстро уменьшается, в пределе стремясь к нулевому значению.

Однако все приведенные выше выражения справедливы лишь для почв с резким преобладанием одной (по размеру) группы пор. К таким почвам можно приближенно отнести песчаные, насыпные и состоящие из хорошо выраженных водопрочных агрегатов практически одинакового размера. Большинство же почв по строению порового пространства, по мнению некоторых авторов, скорее можно сравнить с системой капилляров различного диаметра, связанных между собой по всей длине «каналами».

В соответствии с таким распределением не все капилляры принимают равное участие в подъеме воды на разных уровнях от зеркала грунтовых вод. Одни из них, наиболее широкие (рис. 3.8), давление в которых равно  $P_1$ , быстро поднимают воду, но лишь до

уровня  $h_1$ . Выше они выключаются из процесса подъема, и на первое место по значению выдвигается следующая группа пор с капиллярным давлением  $P_2 = h_2$ . Поднявшись до соответствующего уровня по широким капиллярам, вода затем по боковым каналам рассасывается в более тонкие капилляры.

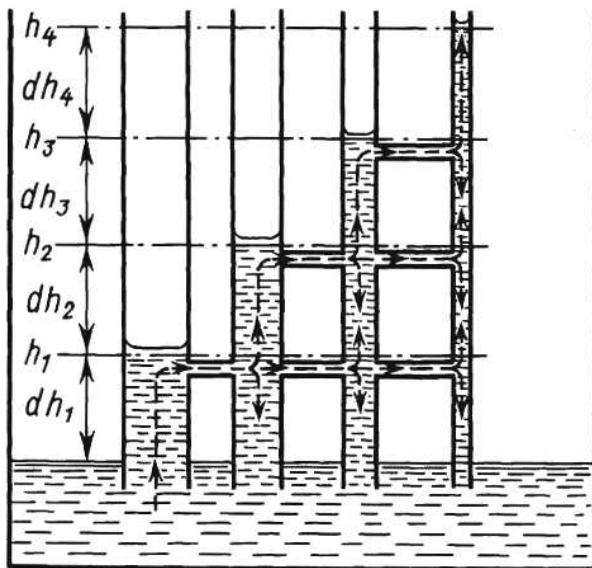


Рис. 3.8. Подъем влаги в системе взаимосвязанных капилляров (схема).  
Объяснения в тексте

Самые тонкие капилляры, хотя и обладают значительной водоподъемной силой, равной  $h_4$ , проводят воду очень медленно (из-за малой влагопроводности), и фронт поднятия в них отстает от фронта поднятия «средних» по толщине капилляров, обладающих на уровне  $h_2$  довольно высокой водоподъемной силой и значительным коэффициентом влагопроводности.

Таким образом, «эффективная водоподъемная сила» на границе между сухой и увлажненной почвой на уровне  $h$  равна  $(P - h)$ , или  $(h_{\max} - h)$ , где  $P$  и  $h_{\max}$  — давление и максимальная высота поднятия воды в некоторой «средней» по размеру группе капилляров. Очевидно, что величина  $(h_{\max} - h)$  не может быть слишком малой, поэтому  $h_{\max}$  должна не меньше чем в несколько раз превосходить  $h$ . Можно ориентировочно принять соотношение

$1 < \frac{h_{\max}}{h} = n < 10$ . При этом  $n$  едва ли сильно изменяется по мере подъема.

Следовательно, перепад давления между сухой и уже смоченной толщами почвы

$$h_{\max} - h = nh - h = h(n - 1) \approx hn. \quad (3.34)$$

Тогда в соответствии с основным законом движения плотность потока

$$i = \frac{dq}{d\tau} = \frac{\Delta W dh}{d\tau} = \frac{hn}{R_h} = \frac{hn}{\int_0^h r_h dh} = \frac{hn}{\int_0^h \frac{dh}{K_h}}, \quad (3.35)$$

где  $dq$  — объем поднимающейся через сечение в  $1 \text{ см}^2$  воды,  $\Delta W = W_0 - W$  ( $W_0$ ,  $W$  — начальная и конечная — после увлажнения — влажность почвы),  $R_h$  — суммарное гидравлическое сопротивление промоченного слоя почвы,  $r_h$  — «удельное» гидравлическое сопротивление почвы на уровне  $h$ , обратное по величине «удельной влагопроводности» почвы ( $K_h$ ) на этом уровне.

Поскольку давление почвенной влаги на уровне  $h$  над зеркалом грунтовых вод по абсолютной величине близко к  $h$ , принимаем, что  $K_h = K_p$  (это справедливо, конечно, только в том случае, если  $P$  и  $h$  выражены в одной размерности).

Для суглинистых почв часто справедлива зависимость  $K_p = K_0 P^{-2}$ . Подставляя это выражение в (3.35), получим

$$\frac{\Delta W dh}{d\tau} = \frac{hn}{\int_0^h K_0^{-1} h^2 dh} = \frac{3hn}{K_0^{-1}(h^3 + C)}. \quad (3.36)$$

Чтобы найти  $C$ , положим  $h = 1$  см. При столь малом  $h$  почва практически полностью заполнена водой и  $K_h = K_0$ . При этом условии  $C = 2$ . Подставляя это значение в (3.36), имеем

$$\frac{\Delta W dh}{d\tau} = \frac{3K_0 hn}{h^3 + 2}.$$

Если мы не рассматриваем самые начальные этапы капиллярного поднятия, то  $h > 2$ , тогда  $h^3 \gg 2$  и можно приближенно принять:

$$\frac{\Delta W dh}{d\tau} = \frac{3K_0 n}{h^2}; \quad \tau = \frac{\Delta W C_2}{9K_0 n} (h^3 + 1). \quad (3.37)$$

Принимая, как и выше, что  $h > 2$ , выражение (3.37) можно упростить:

$$\tau = \frac{\Delta WC_2}{9K_0 n} h^3; \quad h = \sqrt[3]{\frac{9K_0 n}{\Delta WC_2} \cdot \tau}. \quad (3.38)$$

Таким образом, теоретический анализ дает прямую пропорциональную зависимость между высотой поднятия воды в почве и корнем 3-й степени из времени подъема. Константу интегрирования ( $C_2$ ) теоретически найти не удастся; ее следует определять, сопоставляя теоретическое уравнение с результатами эксперимента. Для этого необходимо данные нанести на график с логарифмическими координатами. Если зависимость (3.38) будет соблюдаться, то полученные данные образуют прямую линию в соответствии с уравнением

$$\lg \tau = 3 \lg h + \lg \left( \frac{\Delta WC_2}{9K_0 n} \right) = 3 \lg h + \lg \left( \frac{\Delta W}{9K_0} \right) + \lg \left( \frac{C_2}{n} \right). \quad (3.39)$$

Для проверки этой зависимости был проведен опыт на монолите светло-каштановой почвы высотой 1 м. В течение опыта уровень нулевого давления влаги («зеркало грунтовой воды») поддерживался на глубине 93 см от поверхности почвы при помощи мариоттова устройства. Расход воды измерялся по мерному цилиндру, скорость подъема — при помощи электродов, вмонтированных на различной высоте с интервалами по высоте 5 см. При подъеме фронта воды на высоту  $h$  электрическое сопротивление на этой высоте резко падало с 2000—3000 до 200—300 Ом, что позволило определять  $h$  с большой точностью.

В течение 7 сут вода поднялась на 65 см (табл. 3.4, рис. 3.9). Все это время весьма устойчиво выдерживалось соотношение

$$h_\tau = a\tau^{0,34}, \quad (3.40)$$

где  $a = 2,7, 10$  или  $32$ , если  $\tau$  выражается соответственно в минутах, часах или сутках. Таким образом, соотношение (3.39) хорошо подтверждается результатами эксперимента. Близкие величины соотношения (показатель степени при  $\tau$  равен 0,28—0,34) были получены Л.О. Карпачевским (1959).

Интересен и важен вопрос о максимальной высоте поднятия и о времени, необходимом для ее достижения. Теоретически максимальная высота поднятия воды в почве должна быть равна капиллярному давлению влаги в почве, взятому с обратным знаком. Например, при капиллярном давлении  $-0,1$  атм высота поднятия —

1 м, при  $-1$  атм — 10 м. Наши данные [7] и данные А.Д. Воронина и В.Г. Витязева [1], несмотря на различные в принципе способы их получения, свидетельствуют о том, что капиллярные силы не превышают  $-5$  атм. Таким образом, максимальная высота поднятия не должна превышать 50 м. Однако проверить этот вывод прямым наблюдением не представляется возможным, т.к., если даже соотношение (3.39) справедливо для любых уровней, подъем на высоту 2 м потребует 250 сут, 5 м — 11 лет, а 50 м — 11 тыс. лет.

Таблица 3.4

**Динамика капиллярного подъема воды  
в монолите светло-каштановой почвы**

Время от начала опыта, ч	Высота подъема, см	Скорость подъема, см вод. сл./ч
1	11,0	0,96
2,5	16,0	0,50
20	28,5	0,12
50	39,0	0,065
130	58,5	0,035
170	63,5	0,025
215	68,5	0,020

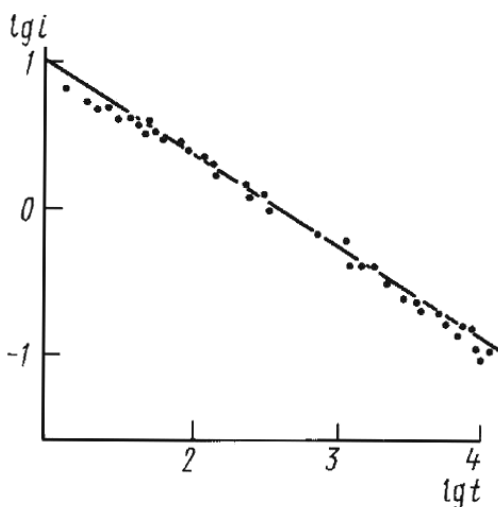


Рис. 3.9. Зависимость расхода воды ( $i$ , см<sup>3</sup>/мин) от времени ( $t$ , мин) в монолите светло-каштановой суглинистой почвы

Поэтому о максимальной высоте капиллярного подъема судят по эпорам влажности над зеркалом грунтовых вод в природных условиях. Впрочем, и этот метод не дает надежных данных, т.к. при высоте свыше 2—3 м влажность изменяется очень мало (в соответствии с характером зависимости влажности почвы от капиллярного давления почвенной влаги) и обнаружить границу «капиллярной каймы» на фоне естественно и случайно варьирующей влажности очень трудно. Мощность каймы над грунтовыми водами в природных условиях не превышает 5—9 м, составляя, следовательно, лишь небольшую часть теоретически возможной высоты поднятия для сухих суглинистых почв. Однако нельзя с уверенностью утверждать, что эти величины являются в принципе пределом, т.к. точность измерений влажности, свойственная существующим методам, недостаточна для идентификации градиентов влажности в этом диапазоне давления влаги. Кроме того, сезонные и многолетние циклические изменения режима влажности почвенно-грунтовых толщ и глубины грунтовых вод также очень сильно влияют на эпоры влажности, чрезвычайно затрудняя определение капиллярного подъема на значительных расстояниях от уровня грунтовых вод.

### **Рассасывание влаги в сухие подпочвенные слои**

В результате поступления воды в почву или резкого снижения уровня грунтовых вод может возникнуть ситуация, когда градиент давления влаги на границе между почвой и подпочвенной толщей становится меньше единицы. Если при впитывании с поверхности почвы фронт смачивания достиг зеркала грунтовых вод или, по крайней мере, капиллярной каймы над ними, то после окончания подачи воды на поверхность вода из почвы стекает вниз и формируется новая капиллярная кайма.

Если же фронт смачивания к моменту прекращения подачи воды на поверхность почвы не достиг капиллярной каймы и граничит с сухой подпочвенной толщей, то образуется слой «подвешенной» влаги, постепенно стекающей (рассасывающейся) вниз. Образование слоя подвешенной влаги, подстилаемой сухой толщей, свойственно, как известно, зонам непромывного водного режима.

В отличие от впитывания воды с поверхности и капиллярного подъема, при рассасывании отсутствует практически неограниченный источник воды, подающейся при нулевом давлении. Для него характерно перераспределение первоначально находившейся в почве влаги. Поэтому данный процесс носит явно выраженный

неустановившийся характер, когда плотность потока непрерывно затухает в течение длительного времени. Это вызвано тем, что при рассасывании воды влажность промоченной толщи и, следовательно, давление влаги уменьшаются. В результате уменьшается и перепад давления между сухой подстилающей и промоченной толщами, и коэффициент влагопроводности промоченной толщи. Тем более быстро уменьшается плотность нисходящего потока, которая, в соответствии с основным законом движения влаги, равна произведению этих величин.

При этом в наибольшей степени влажность почвы, давление влаги и коэффициент влагопроводности снижаются в приграничной зоне промоченной и непромоченной почв.

Если поровое пространство почвы представлено капиллярами, более или менее близкими по размеру, как, например, в однородной песчаной почве, то динамика отсасывания будет близкой к динамике отсасывания влаги из одного капилляра, к нижнему концу которого приложено отрицательное давление, равное давлению влаги в подстилающем непромоченном слое почвы ( $P_n$ ). Тогда движущей воду силой будет сумма двух величин: 1) разности между приложенным снизу давлением и капиллярным давлением ( $P_k$ ) и 2) высоты столба воды в капилляре к моменту  $\tau$  ( $h_\tau$ ).

Скорость движения воды в соответствии с этим будет равна:

$$\left(\frac{dh}{d\tau}\right)_\tau = K \frac{(P_n - P_k) + h_\tau}{h_\tau} = K \frac{\Delta P + h_\tau}{h_\tau}. \quad (3.41)$$

Разделяя переменные и интегрируя, получим

$$\tau = -\frac{1}{K} \left( h_0 - h_\tau - \Delta P \ln \frac{h_0 + \Delta P}{h_\tau + \Delta P} \right). \quad (3.42)$$

Анализ этого уравнения показывает, что при постоянном  $P_n$  скорость дренирования возрастает по мере уменьшения количества оставшейся воды. Экспериментальная проверка на хорошо сортированных песках подтвердила этот вывод.

Однако, как было показано выше, поровое пространство суглинистой почвы гораздо ближе к системе взаимосвязанных капилляров различного размера. Если при капиллярном подъеме «активная роль» поочередно переходит от более крупных к более тонким капиллярам, причем крупные «питают» мелкие, то при рассасывании быстро дренирующиеся широкие капилляры уже не могут помочь отсасыванию воды из более тонких и каждый ка-

пилляр теряет воду «самостоятельно». Поэтому поток воды из почвы в целом равен сумме (точнее, интегралу) потоков во всех капиллярных порах. В каждом капилляре поток происходит по закономерности, описанной уравнением (3.42). Однако интегрировать это уравнение по всем порам аналитически слишком трудно; его необходимо интегрировать численно. Впрочем, если упростить уравнение движения (3.41), интегрирование можно выполнить и в общем виде. Это можно сделать, если учесть, что, как правило, перепад давления влаги между сухой и промоченной толщей в зонах недостаточного увлажнения значительно превышает величину гравитационной составляющей давления влаги ( $h \ll \Delta P$ ). Тогда уравнение движения будет выглядеть следующим образом:

$$\left(\frac{dh}{d\tau}\right)_\tau = \frac{K\Delta P}{h_\tau}. \quad (3.43)$$

Интегрирование этого уравнения дает

$$\tau = \frac{h_0^2 - h_\tau^2}{2K\Delta P}. \quad (3.44)$$

Это уравнение указывает приближенное значение времени, по истечении которого уровень воды в порах с капиллярным давлением  $P_k$  достигает уровня  $h_\tau$ .

Если, как было сказано выше, движение в каждом капилляре происходит независимо от других капилляров, то в момент  $\tau$  эффективное давление влаги ( $P_\tau$ ) в промоченном слое почвы равно  $P_k$  самых широких пор, которые еще не дренированы, но очень скоро (в момент  $\tau + d\tau$ ) будут дренированы (в момент окончания дренирования в этих капиллярах  $h_\tau = 0$ ). Поскольку  $d\tau \ll \tau$ , можно считать, что эффективное давление влаги в промоченном слое почвы в момент  $\tau$  равно  $P_k$  тех капилляров, в которых  $h_\tau = 0$ .

С учетом этих допущений имеем

$$\tau = \frac{h_0^2}{2K_p \Delta P}, \quad (3.45)$$

где  $h_0$  — толщина промоченного слоя почвы, а  $\Delta P = P_{II} - P_k$ . Для аридных зон типично, что при отсутствии испарения и транспирации  $|P_k|$  в промоченном слое значительно меньше, чем  $|P|$  подстилающей сухой почвы ( $|P_{II}|$ ), т. е.  $|P_k| \ll |P_{II}|$ . Изменив знак  $P$ , получим

$$\tau = \frac{h_0^2}{2K_p P_I}. \quad (3.46)$$



Но  $K_p = K_0 P^{-2}$ . С учетом этой зависимости получаем значе-  
ние давления влаги в промоченной толще:

$$P_\tau = \frac{(2P_n K_0 \tau)^{\frac{1}{2}}}{h_0}. \quad (3.47)$$

Чтобы от этого выражения, описывающего динамику давле-  
ния почвенной влаги, перейти к динамике влажности почвы или  
запаса почвенной влаги, необходимо использовать зависимость  $P$   
от влажности почвы ( $W$ ). Как показали измерения [6], для сугли-  
нистых почв в диапазоне высоких капиллярных давлений влаги  
может быть использована степенная зависимость вида

$$P = aW^{-10}. \quad (3.48)$$

С учетом этой зависимости можно (3.47) выразить в виде

$$W_\tau = \left( \frac{2P_n K_0}{ah_0^2} \right)^{-0,05} \tau^{-0,05}. \quad (3.49)$$

Чтобы получить зависимость скорости рассасывания от вре-  
мени, надо дифференцировать это уравнение. Оказывается, что

$$\frac{dW}{d\tau} \approx \frac{1}{\tau^{1,05}} \approx \tau^{-1,05}. \quad (3.50)$$

Следовательно, скорость рассасывания должна, в соответст-  
вии с теоретическим анализом, быть обратно пропорциональной  
времени, прошедшему с начала рассасывания.

Экспериментальная проверка этих закономерностей проводи-  
лась на светло-каштановой суглинистой почве, на площадках, где  
исследовалось и впитывание влаги. После прекращения подачи во-  
ды на поверхность почва была тщательно укрыта слоями перга-  
ментной бумаги, соломы и земли для предотвращения нагревания и  
испарения влаги с поверхности, и в течение 23 сут измерялась  
влажность промоченного слоя. За это время мощность промоченно-  
го слоя увеличилась на 15—20 см. В пределах метрового слоя влаж-  
ность непрерывно падала (табл. 3.5, рис. 3.10). Экспериментально  
определенная зависимость средней влажности метрового слоя от  
времени почти совпала с теоретически выведенной, что свидетель-  
ствует о приемлемости примененного подхода.

Градиент давления влаги был незначительным до глубины  
1 м, но резко возрастал вблизи нижней границы промоченной  
толщи (см. рис. 3.10). Как и в случае каймы над грунтовыми вода-  
ми, столь резкое увеличение градиента давления влаги вызвано

малой величиной влагопроводности почвы в слое, прилегающем к сухой подстилающей толще, отсасывающей влагу.

Таблица 3.5

**Динамика влажности при рассасывании повышенной влаги  
в светло-каштановой суглинистой почве**

Время после окончания полива, сут	Влажность почвы, % массы
1	23,0
3	21,8
5	21,3
11	20,6
23	19,7

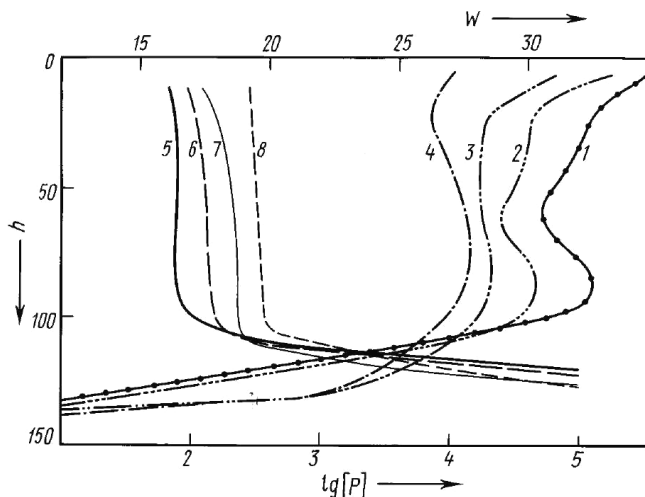


Рис. 3.10. Распределение влажности почвы ( $W$ , %) и давления влаги ( $P$ , см вод. ст.) по глубине ( $h$ , см) в слое подвешенной влаги в процессе стекания и рассасывания (светло-каштановая почва): 1 и 5 — через 1 сут после полива, 2 и 6 — через 3 сут, 3 и 7 — через 10 сут, 4 и 8 — через 23 сут, 1—4 — влажность почвы, 5—8 — давление влаги

Как следует из формулы (3.50) и экспериментальных данных (рис. 3.11), скорость рассасывания обратно пропорциональна времени от начала процесса, т.е. очень быстро уменьшается. Это и явилось причиной выделения почвенно-гидрологической характеристики, называемой полевой (общей, наименьшей) влагоемко-

стью, равной почвенной влажности, при которой скорость стекания влаги из толщи, содержащей подвешенную влагу, становится пренебрежимо малой, сравнимой с точностью определения влажности. Конечно, при повышении точности измерения влажности эта характеристика также будет уменьшаться. Так, А.А. Роде, повысив точность измерений влажности, пришел к выводу о необходимости выделения «истинной наименьшей влагоемкости». Проведенные нами измерения давления влаги при этой влажности дали величину, очень близкую к ожидаемой равновесной величине давления, равной высоте над уровнем грунтовых вод.

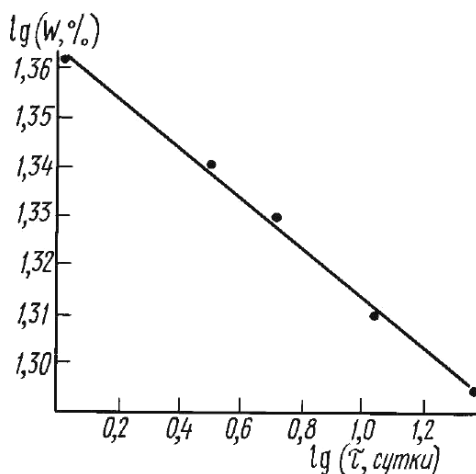


Рис. 3.11. Зависимость средней влажности метрового промоченного слоя светло-каштановой почвы ( $W$ ) от времени ( $\tau$ )

При стандартных измерениях влажности, равной полевой влагоемкости на суглинистой почве, точность измерений не превышает 0,5 об. %. Близкая величина скорости рассасывания (0,4 об. % в сутки) обнаружена нами через 2 сут после окончания полива. Этот срок совпадает со сроком, обычно рекомендуемым для определения полевой влагоемкости. В нашем опыте к этому сроку давление влаги в большей части промоченного слоя снижается до  $-200$  —  $-150$  см вод. ст. Это дает возможность определять влажность, соответствующую полевой влагоемкости, на основании зависимости между влажностью и давлением (капиллярным) влаги. Эта возможность давно уже реализуется. Правда, обычно для

этих оценок используется величина  $-\frac{1}{3}$  атм, т.е.  $-330$  см вод. ст., что значительно ниже полученных нами значений.

Описанные выше закономерности свойственны достаточно мощной промоченной толще. В случае, если толщина промоченного слоя мала (например, порядка нескольких сантиметров), то для анализа передвижения влаги лучше использовать модель, учитывающую коэффициент влагопроводности почв.

### **Испарение влаги («физическое») с поверхности почвы**

Испарение влаги из почвы по характеру протекающих процессов близко к рассмотренному выше рассасыванию влаги. В обоих случаях отсутствует неограниченный источник воды, поэтому в процессе уменьшения влажности почвы и давления почвенной влаги происходит постепенное уменьшение перепада давления и коэффициента влагопроводности, что приводит к снижению скорости передвижения воды из почвы в окружающую среду. Основное отличие этих процессов в том, что при рассасывании гравитационные силы направлены в сторону движения влаги, а при испарении — в противоположном направлении, что снижает скорость движения влаги.

Последнее обстоятельство может иметь существенное значение в отдельном капилляре или в системе капилляров одинакового диаметра. Под влиянием силы тяжести вода в таких системах не подтягивается к верхней испаряющей поверхности и фронт испарения заглубляется. В просушенной толще движение происходит преимущественно в парообразной форме, а скорость передвижения (диффузии) пара при отсутствии конвективного и турбулентного переноса чрезвычайно низка. Количественно этот процесс выражается следующим образом:

$$i_{\tau} = \left( \frac{dh}{d\tau} \right)_{\tau} = K_{\text{пар}} \frac{P_{\text{ат}} - P_{\text{п}} - h_{\tau}}{h_{\tau}}. \quad (3.51)$$

где  $K_{\text{пар}}$  — коэффициент влагопроводности («паропроводности») почвы,  $h_{\tau}$  — толщина просушенного слоя,  $P_{\text{ат}}$  — давление влаги в атмосфере. Однако  $P_{\text{ат}}$  по абсолютной величине значительно превышает и  $P_{\text{п}}$ , и  $h_{\tau}$ . Поэтому можно без большой погрешности записать:

$$\left( \frac{dh}{d\tau} \right)_{\tau} = \frac{K_{\text{пар}} P_{\text{ат}}}{h_{\tau}}. \quad (3.52)$$

Интегрируя это выражение, получим

$$\tau = \frac{h_{\tau}^2}{K_{\text{пар}} P_{\text{ат}}}; \quad h_{\tau} = (2K_{\text{пар}} P_{\text{ат}} \tau)^{0,5}. \quad (3.53)$$

Таким образом, количество испарившейся воды пропорционально корню квадратному из времени процесса. Скорость испарения может быть получена путем дифференцирования последнего уравнения:

$$\left( \frac{dh}{d\tau} \right)_{\tau} = (0,5 P_{\text{ат}} K_{\text{пар}})^{0,5} \tau^{-0,5}, \quad (3.54)$$

т.е. обратно пропорциональна корню квадратному из времени.

Однако к системе капилляров одинакового размера можно, и то приближенно, отнести лишь хорошо отсортированные песчаные субстраты, влажность которых не превышает максимального количества «стыковой» влаги. При более высокой влажности даже в песках происходит подток влаги в жидкой форме к поверхности испарения. Явление подтекания влаги в жидкой форме к устьям капилляра по пленкам, выстилающим внутреннюю поверхность капилляра, свойственно даже кварцевым строго цилиндрическим капиллярам.

Тем более резко это явление выражено в почвах тяжелого гранулометрического состава, особенно в агрегированных, поровое пространство которых представляет собой систему взаимосвязанных капилляров неправильной формы и разного диаметра. В таких почвах вода, испаряясь с поверхности почвы из тонких капилляров, пополняется за счет влаги более глубоких почвенных слоев, находящейся в более широких капиллярах. Это приводит к одновременному расходу влаги из всего промоченного слоя. Но, конечно, скорость подтока влаги из глубоких слоев происходит несколько медленнее, чем испарение с поверхности, и поэтому в почве постепенно развивается градиент влажности и давления почвенной влаги, уменьшающийся с глубиной.

Анализируя процесс испарения подвешенной влаги, большинство исследователей выделяет две фазы. В первой фазе коэффициент влагопроводности поверхностного слоя почвы настолько высок, что существующий перепад давления влаги ( $P_{\text{ат}} - P_{\text{п}}$ ) достаточен для того, чтобы скорость подтока воды к испаряющей поверхности была равна испаряемости (т.е. приблизительно испарению со свободной водной поверхности). Однако с течением време-

ни происходит снижение влажности поверхностного слоя почвы (а следовательно, давления влаги и влагопроводности почвы), и перепад давления влаги между атмосферой и почвой может оказаться недостаточным (особенно при высокой испаряемости) для того, чтобы скорость подтока влаги была равна испаряемости. С этого момента наступает вторая фаза испарения — фаза снижающейся скорости. Для нее характерно быстрое нарастание толщины слоя у поверхности, давление влаги в котором близко к давлению влаги в атмосфере, а коэффициент влагопроводности равен коэффициенту паропроводности почвы ( $K_{\text{пар}}$ ).

Для уплотненных почв тяжелого механического состава,  $K$  которых мал даже при высоких давлениях влаги, фаза постоянной скорости довольно кратковременна (не более нескольких суток). В дальнейшем происходит описанный выше подток влаги по капиллярам и пленкам в соответствии с направлением и величиной градиентов давления почвенной влаги. Поскольку развивающиеся при этом градиенты давления значительно превосходят по величине градиент гравитационного давления, последним можно пренебречь, и в результате обнаруживается тесная аналогия между рассасыванием влаги из промоченной почвы в сухие подстилающие горизонты и испарением ее в атмосферу. Тогда и в случае испарения можно ожидать, что среднее влагосодержание промоченной толщ будет обратно пропорционально времени в степени 0,05. Проверка этого вывода была проведена на монолитах светло-каштановой почвы. После того как опыт, в котором изучалось стационарное испарение влаги из грунтовых вод, был закончен, подпор воды в поддоне монолитов был ликвидирован и часть воды, находившаяся в наиболее крупных порах, довольно быстро стекла вниз. Уже через 1,5 ч (рис. 3.12, 2) стекание практически закончилось и давление влаги в нижней части монолитов понизилось на 25 мм рт. ст. В последующее время происходило только испарение воды и давление влаги падало по всему профилю (рис. 3.12: 3 — через 6 сут, 4 — 18, 5 — 38, 6 — 55 сут). Градиент давления был в течение всего опыта направлен вниз и характеризовался весьма большими значениями у поверхности почвы (до 100 мм рт. ст./см) и сравнительно небольшими — внизу (за вычетом гравитационной слагающей он не превышал 0,25 мм рт. ст./см). Такая структура профиля объясняется тем, что коэффициент влагопроводности верхних, более сухих слоев почвы весьма низок по сравнению с ниж-

ними, более влажными слоями и большая часть суммарного перепада давления влаги между почвой и атмосферой «гасится» в поверхностных слоях.

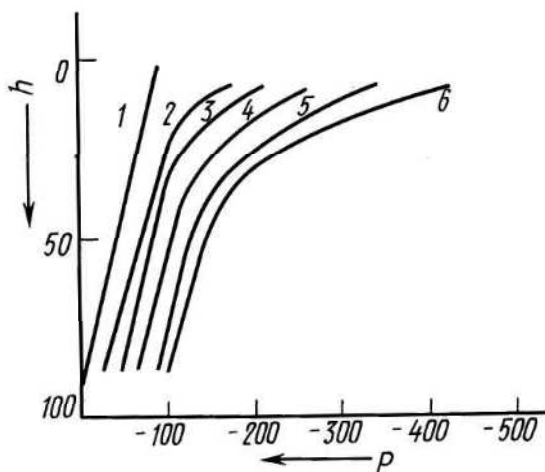


Рис. 3.12. Распределение капиллярного давления ( $P$ , мм рт. ст.) по глубине ( $h$ , см) в слое подвешенной влаги при испарении с поверхности (монолит светло-каштановой почвы). Пояснения в тексте

Поскольку к началу испарения верхние горизонты почвы имели довольно низкую влажность, период постоянной скорости испарения отсутствовал, и скорость испарения быстро падала во времени (рис. 3.13, табл. 3.6) в соответствии с зависимостью

$$\left(\frac{dW}{d\tau}\right)_{\tau} \approx \tau^{-1,03}. \quad (3.55)$$

Как и предполагалось, эта зависимость довольно близка к аналогичной зависимости для рассасывания влаги из слоя промоченной почвы в сухую подстилающую. Правда, показатель степени при  $\tau$  по абсолютной величине несколько меньше, т.е. влажность несколько слабее зависит от времени, чем при рассасывании. Возможно, это вызвано неучитываемым при выводе зависимостей влиянием гравитационных сил: при рассасывании они несколько ускоряют процесс, а при испарении — замедляют.

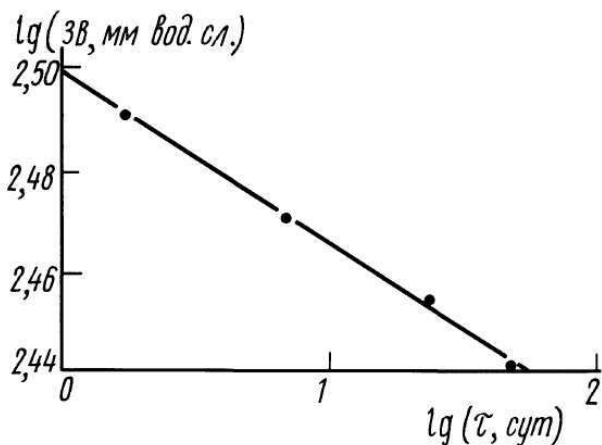


Рис. 3.13. Зависимость запаса влаги (ЗВ) от времени ( $\tau$ ) при испарении с поверхности (монолит светло-каштановой почвы; высота 1 м)

Довольно типичным для природных и хозяйственных условий является испарение влаги из тонкого слоя промоченной почвы, образовавшегося после дождя или полива дождеванием. В этом случае также характерно наличие периодов постоянной и падающей скорости испарения. Некоторые исследователи считают даже, что момент снижения скорости испарения соответствует «критической влажности», величина которой зависит от водно-физических свойств почвы, в то время как другие придерживаются мнения, что «критическая влажность» зависит также от толщины промоченного слоя и испаряемости на ее поверхности.

Таблица 3.6

**Динамика запаса влаги в метровом слое подвешенной влаги при испарении (светло-каштановая суглинистая почва)**

Время после окончания полива, сут	Запас влаги, мм. вод. сл.
0,1	335
3	310
7	295
23	285
50	275



Этот случай моделировался нами на образцах среднесуглинистого чернозема толщиной 1 см, которые высушивались на специально сконструированных самопишущих весах. Это технические весы I класса, одно коромысло которых представляло собой заслонку фотоэлектрического калориметра. По мере того как образец почвы, находящийся в стеклянном бюксе, помещенном на чашку весов, подвешенную к другой стороне коромысла, высыхает, заслонка опускается, уменьшая размеры светового пучка и тем самым ослабляя силу тока в цепи фотоэлемента. Ток фиксировался самопишущим потенциометром. Это устройство удобно тем, что в нем отсутствует механическое трение, снижающее точность измерений.

На полученных кривых сушки можно обнаружить периоды постоянной и падающей скорости испарения. Однако скорость испарения в «критической точке» меняется не так резко. Следует отметить также, что «критическая влажность» при низкой испаряемости была ниже, чем при более высокой. Последнее обстоятельство нетрудно объяснить. Действительно, для поддержания более интенсивного потока влаги к поверхности испарения необходим более высокий перепад давления влаги между почвой и атмосферой. Это достигается снижением давления почвенной влаги. Но одновременно уменьшается и коэффициент влагопроводности почвы, что требует еще большего снижения давления влаги и соответственно еще больше снижает влагопроводность. Таким образом, возникает процесс по типу «положительной обратной связи», приводящий к тому, что увеличение испаряемости сопровождается увеличением «критической влажности» почвы, при которой скорость испарения становится ниже испаряемости.

### **Одновременное разнонаправленное движение влаги через обе поверхности раздела почвенного слоя**

Рассмотренные выше варианты установившегося транзитного движения влаги через обе границы почвы в одном направлении и случаи движения лишь через одну из границ можно считать «базовыми». Их анализ позволяет составить целостное представление обо всех остальных вариантах движения почвенной влаги, являющихся более или менее сложными комбинациями этих «базовых» случаев.

Так, один из наиболее часто встречающихся случаев — одновременное испарение влаги в атмосферу и рассасывание в под-

стилающую толщу. Этот процесс отличается, прежде всего, ярко выраженной нестационарностью. Скорость изменений влажности почвы и строение профилей влажности и давления влаги зависят не только от водно-физических свойств почвы, но и от давления влаги на границах почвенного слоя.

Рассмотрим некоторые характерные особенности этого случая на примере полевого опыта на светло-каштановой суглинистой почве. Площадка размером 3 м<sup>2</sup> была обвалована по краям и полита до глубины 60 см. Растительность была удалена. В течение 8 сут велись регулярные наблюдения за влажностью почвы и капиллярным давлением (при помощи стационарно установленных тензиометров).

В первые сутки после окончания полива давление влаги падало довольно быстро и равномерно по всему профилю (рис. 3.14). Сколько-нибудь значительные градиенты в центральной части промоченного слоя не отмечались, что, по-видимому, свидетельствует о преобладании стекания под действием гравитационных сил над прочими процессами. Однако уже на третьи сутки возникали и быстро развивались градиенты давления влаги у поверхности и на границе промоченной и сухой почвы в результате испарения влаги с поверхности в атмосферу и рассасывания ее в сухую подстилающую толщу. На седьмые сутки градиенты давления влаги достигали  $-8,5$  мм рт. ст./см на глубине 10—20 см и  $2,5$  мм рт. ст./см на глубине 60 см. Между слоями, в которых развились эти противоположно направленные градиенты давления, располагалась «нейтральная» зона, средняя величина градиента в которой близка к нулю. Глубина расположения этой, довольно узкой, зоны постепенно увеличивалась, достигнув на седьмые сутки 30 см (см. рис. 3.14).

Увеличение градиентов давления в промоченном слое не может компенсировать снижения влагопроводности почвы, и поэтому плотность суммы потоков (направленного вниз и вверх) быстро уменьшается (рис. 3.15). Как видно из рисунка, уже через 5 сут после полива скорость изменения влажности снизилась в 4 раза по сравнению с первым днем (с 0,8 до 0,2 см вод. сл./сут). Таким образом, если в условиях опыта и существовал период испарения с постоянной скоростью, то он длился не более суток. Не исключено, впрочем, что он был «замаскирован» быстрым уменьшением скорости рассасывания в подстилающую сухую почву.

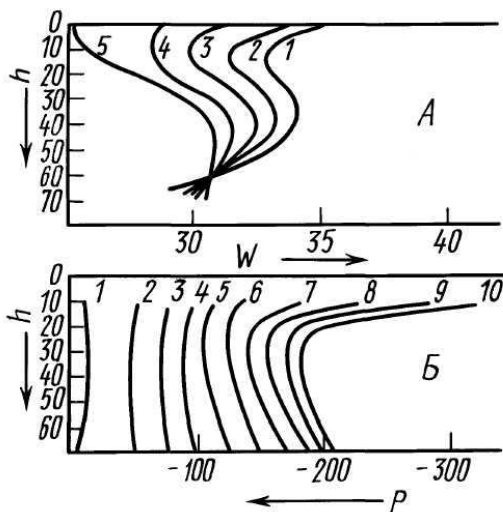


Рис. 3.14. Распределение влажности почвы ( $W$ , %) и капиллярного давления ( $P$ , мм рт. ст.) по глубине ( $h$ , см) в процессе рассасывания и испарения подвешенной влаги (светло-каштановая почва, полевой опыт):  $A$  — влажность почвы,  $B$  — давление влаги.  $A$ : 1 — через 5 ч после полива, 2 — через 1 сут, 3 — 2 сут, 4 — 4 сут, 5 — 8 сут.  $B$ : 1 — 5 ч, 2 — 10 ч, 3 — 1 сут, 4 — 1,5 сут, 5 — 2 сут, 6 — 3 сут, 7 — 4 сут, 8 — 5 сут, 9 — 6 сут, 10 — 7 сут

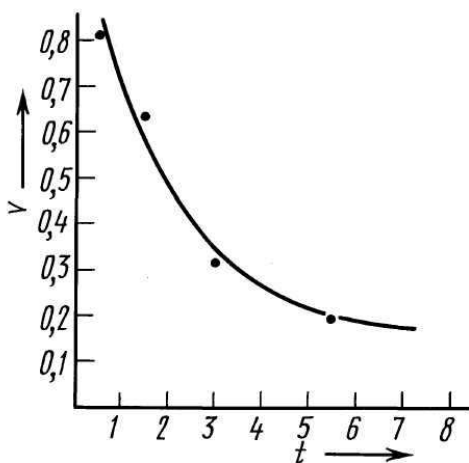


Рис. 3.15. Зависимость расхода воды ( $V$ , см вод. сл./сут) после полива из слоя подвешенной влаги 0—50 см от времени ( $t$ , сут) (светло-каштановая почва, полевой опыт)

Таким образом, проведенный выше анализ с использованием основного закона передвижения воды в почве позволил выявить самые основные характерные черты движения влаги в почве в наиболее типичных случаях. Более подробное рассмотрение различных случаев движения влаги выходит за рамки данного учебного пособия, однако такой важнейший случай, как поглощение почвенной влаги растениями, будет рассмотрен в следующей главе.

## Список рекомендуемой литературы

1. Воронин, А.Д. Структурно-функциональная гидрофизика почв / А.Д. Воронин. — М. : Изд-во МГУ, 1984.
2. Глобус, А.М. Почвенно-гидрофизическое обеспечение агроэкологических математических моделей / А.М. Глобус. — Л. : Гидрометеоздат, 1986. — 427 с.
3. Ершов, Э.Д. Влагоперенос и криогенные структуры в дисперсных породах / Э.Д. Ершов. — М. : Изд-во МГУ, 1979.
4. Муромцев, Н.А. Использование тензиометров в гидрофизике почв / Н.А. Муромцев. — Л. : Гидрометеоздат, 1979.
5. Роде, А.А. Основы учения о почвенной влаге : в 2 т. / А.А. Роде. — Л. : Гидрометеоздат, 1965—1969. — Т. 1. — 663 с.
6. Судницын, И.И. Закономерности передвижения почвенной влаги / И.И. Судницын. — М. : Наука, 1964. — 135 с.
7. Судницын, И.И. Новые методы оценки водно-физических свойств почв и влагообеспеченности леса / И.И. Судницын. — М. : Наука, 1966. — 94 с.
8. Чайлдс, Э. Физические основы гидрологии почв / Э. Чайлдс. — Л. : Гидрометеоздат, 1973. — 559 с.
9. Шеин, Е.В. Курс физики почв / Е.В. Шеин. — М. : Изд-во МГУ, 2005. — 460 с.

## **Глава 4. Закономерности поглощения почвенной влаги растениями**

### **Основные теоретические представления**

Экологическая гидрофизика почв — раздел гидрофизики почв, посвященный изучению и раскрытию закономерностей поглощения почвенной влаги растениями и другими организмами, обитающими в почве. Вследствие огромной практической важности эта проблема издавна привлекала внимание исследователей — представителей различных научных направлений (биология, экология, метеорология, почвоведение, гидрология и др.).

Ученые, занимающиеся физиологией растений, особое внимание уделяли содержанию и состоянию воды в растениях и их влиянию на различные физиологические и биохимические процессы. Многочисленные исследования, частично обобщенные в монографиях Н.А. Максимова [6], А.М. Алексеева [1], А. Крафтса и др. [5], Р. Слейчера [13] доказали, что снижение обводненности растений обычно приводит к существенным нарушениям физиологических процессов и, как следствие, к снижению прироста биомассы растений и урожая плодов.

Не требует доказательств, что содержание воды в растениях определяется соотношением между скоростью поступления ее из среды обитания, передвижением ее внутри растения и отдачей обратно в среду. Для наземных растений преобладающим источником воды является почва, а теряют воду растения преимущественно в процессе газообмена с атмосферой. Так как газообмен с атмосферой является непременным условием существования растений, столь же непременной является и необходимость пополнять свои водные запасы, черпая воду из почвы. Поскольку первопричиной этого движения влаги является ее испарение из растений в атмосферу (транспирация), это явление исследовалось наиболее интенсивно. Теоретические и экспериментальные работы показали, что при достаточном содержании влаги в почве и сомкнутом выровненном растительном покрове на достаточно большой территории скорость транспирации близка к испарению с водной поверхности или с поверхности влажной почвы, т.к. оба эти процесса определяются в основном притоком тепловой энергии к испаряющей поверхности и отводом от нее образующегося пара.

Таким образом, при высокой доступности почвенной влаги особенности растений как живых саморегулирующихся объектов практически не проявляются, и поверхность растений ведет себя, как любая другая влажная пористая поверхность. Конечно, при несомкнутом растительном покрове, особенно если этот покров не выровнен по высоте (например отдельные группы деревьев среди поля), геометрия покрова сильно влияет на скорость транспирации (в расчете на единицу поверхности почвы), однако закономерности, определяющие этот процесс, также не являются следствием специфических физиологических особенностей растений. В полной мере они проявляются лишь при истощении запасов почвенной влаги, когда снижение ее давления (потенциала) и коэффициента влагопроводности почвы ( $K$ ) сильно замедляют скорость поглощения влаги растениями. В этих случаях биологические особенности растений в значительной степени определяют скорость движения влаги из почвы в растения, внутри них и далее — в атмосферу. Возникающие при этом явления достаточно сложны и не могут быть поняты и описаны без привлечения термодинамического подхода к их исследованию. Используя же термодинамические представления, можно успешно описать процесс передвижения влаги в системе почва—растения—атмосфера.

Для этого необходимо представить растение как совокупность элементарных термодинамических систем. В качестве такой системы в растениях удобно принять отдельную клетку, допуская, что внутри нее между отдельными частями существует термодинамическое равновесие или, во всяком случае, состояние, близкое к равновесию. Тогда внешнее, механическое, давление на клетку ( $P_{в}$ ) будет складываться из тургорного давления клеточных стенок на содержимое клетки, давления со стороны окружающих клеток, вызванного весом самого растения, давления ветра и осадков, давления почвы на корни и т.п. Осмотическое давление ( $P_{ос}$ ) обусловлено не только веществами, находящимися в клетке в виде молекулярных растворов, но и гидратированными мицеллами. Капиллярное давление ( $P_{к}$ ) проявляется, по всей вероятности, в микропорах клеточных оболочек, в тех случаях, конечно, когда в межклетниках присутствует газообразная фаза. Если же межклетники полностью заняты водой, капиллярные силы не проявляются вследствие отсутствия соответствующей поверхности раздела. Гравитационное поле является причиной возникновения постоян-

ного градиента давления в вертикальном направлении, который, в случае равновесия, компенсируется противоположно направленным градиентом других видов давления.

Однако равновесие — редкий случай для системы растение—среда; гораздо типичнее для нее неравновесное состояние. Это вызвано прежде всего тем, что окружающая растения атмосфера обычно не бывает полностью насыщена влагой. При относительной влажности воздуха 90% полное давление влаги ( $P_T$ ) в воздухе равно  $-140$  атм; в летнее время относительная влажность воздуха обычно гораздо ниже, и полное давление влаги в нем падает до нескольких тысяч атмосфер ниже нуля. В то же время в нормально увлажненном растении полное давление влаги достигает лишь нескольких (обычно не более десятка) атмосфер ниже нуля. Это вызывает неизбежность перехода воды (при открытых устьицах) из растения в атмосферу. Прежде всего растение теряет часть воды, находящейся в стенках клеток мезофилла, имеющих капиллярное строение. Вследствие этого, водные мениски «втянутся» в глубь капилляров, кривизна их увеличится, а капиллярное давление влаги, соответственно, уменьшится. При испарении воды теряется влага не только капиллярная, но и влага, гидратирующая высокополимерные органические вещества, из которых построены стенки капилляров, что приводит к еще большему понижению полного давления.

Под влиянием возникшего в растении перепада полного давления влага из вакуолей и протоплазмы клеток начнет перетекать в стенки. В результате этого в клетке снизится механическое (тургорное) давление. Оба эти процесса вызовут снижение полного давления воды в клетке, что, в свою очередь, явится причиной перетекания воды из более глубоких слоев мезофилла в наружные слои. Это снижение  $P_T$  будет охватывать, таким образом, все новые и новые слои клеток по направлению к сосудам, подводящим воду к листу. Так,  $P_T$  в клетках паренхимы, удаленных от сосудов (жилок), достигает  $-15,7$  атм, а около жилок — всего  $-7,4$  атм.

Следующим звеном единого водного пути в растении являются водопроводящие сосуды ксилемы, соединяющие корневую и листовую системы. Известно, что вода, заполняющая сосуды ксилемы, образует непрерывные водные «нити», передающие, в случае ненасыщенности растений влагой, гидростатическое натяже-

ние (капиллярное давление —  $P_k$ ). Способность влаги выдерживать состояние натяжения обуславливается силами межмолекулярного притяжения. Эти силы, по данным, полученным различными методами, достигают в чистой воде, не содержащей растворенных газов,  $-10$  тыс. атм. Присутствие их в воде уменьшает величину предельного натяжения, при котором разрывается водяная нить, т.к. при возрастании натяжения растворенные газы выделяются в виде пузырьков, разъединяющих сплошное водное тело. В этом случае капиллярный подъем ограничен высотой  $10$  м. Однако в соке растений содержание растворенного газа очень мало, выдерживают натяжение до  $100$  атм почти все сосуды ксилемы.

Разрывы стенок сосудов или иные механические повреждения могут вызвать разрыв водных нитей, но вскоре они вновь восстанавливаются. Такой разрыв может произойти в крупных сосудах и при длительной почвенной и атмосферной засухе. Но наиболее тонкие сосуды остаются заполненными водой даже при гибели растений; об этом свидетельствуют и визуальные наблюдения, и продолжающаяся, хотя и очень низкая по величине, транспирация. Вода в сосудах ксилемы передвигается при наличии разности натяжений на их концах. В ксилеме древесных растений градиенты давления влаги возрастают до  $20$  атм/м.

В корнях проводящие сосуды ксилемы находятся в непосредственном контакте с клетками тканей центрального цилиндра, которые, в свою очередь, граничат с эндодермой и, далее, с поглощающими клетками корня. Давление в сосудах постепенно передается через насыщенные водой клеточные оболочки и протоплазму к клеткам наружного слоя коры корня, снижая давление влаги в них до величины, достаточной для поглощения влаги из почвы.

Существует также мнение, что проводящая система корней может быть непосредственно связана с наружной поверхностью корня через капилляры, пронизывающие стенки клеток и межклеточное пространство. Этим путем вода может поступать в корни, минуя протоплазматические мембраны, проницаемость которых для воды довольно низка. Скорость тока воды через такое «свободное пространство» должна быть, следовательно, гораздо выше, чем через протоплазму. Непосредственная связь сосудистой системы корня с почвенной влагой дает растениям возможность в случае сильной почвенной засухи изолировать отдельные группы



клеток меристемы путем опробкования их стенок и тем самым поддерживать их в состоянии обводненности, достаточной для сохранения жизнеспособности; поступление воды в этом случае происходит через «свободное пространство». После окончания засухи ткани корня, сохранившие способность к росту, могут вновь разрастаться, образуя новые корни.

Итак, термодинамический подход позволяет в общих чертах объяснить причины поглощения воды корнями из почвы, ее передвижения в растения и испарения в атмосферу. Конечно, это лишь самая общая схема, и притом довольно приблизительная. Многие конкретные детали не были здесь упомянуты. Так, многие исследователи считают, что, кроме описанного выше «пассивного» процесса поглощения и передвижения влаги в результате нагревания поверхности листьев и испарения ее в атмосферу, может существовать, особенно при высокой влажности растений и окружающей среды, так называемый «активный» процесс передвижения влаги. О наличии таких процессов свидетельствует истечение пасоки из перерезанных стеблей ряда растений под действием «корневого давления» [12]. Этот процесс не может быть исчерпывающе объяснен лишь осмотическим давлением.

К числу других механизмов, делающих возможным активное движение влаги в растение, могут быть прежде всего отнесены локальные градиенты осмотического давления клеточного сока и степени гидратированности протоплазмы в пределах группы клеток или даже в одной клетке.

Другим возможным объяснением активного поглощения влаги является разность электрических потенциалов вдоль пути передвижения воды, вызывающая электроосмотическое движение ее в капиллярах. Для ее поддержания требуется постоянный и значительный источник энергии. Как известно, основным ее источником в живых организмах служит процесс дыхания. Действительно, в ряде исследований установлена прямая связь между скоростью поглощения воды растением и интенсивностью дыхания. В свете этой гипотезы некоторое повышение интенсивности дыхания во время засухи, отмеченное Н.А. Алексеевым [1], может, по видимому, иметь приспособительное значение, ускоряя активное поглощение воды из почвы и ее передвижение в растение.

Однако относительная роль активного процесса в передвижении влаги едва ли велика. Энергии, которая выделяется в про-

цессе дыхания, едва ли достаточно, чтобы развить «активный» перепад давления влаги более 1 атм. Поэтому, видимо, активные процессы могут играть заметную роль в водном балансе растения лишь при высокой увлажненности среды обитания (например у водных растений). В более распространенных условиях периодического недостатка влаги активные процессы, по всей вероятности, могут играть лишь вспомогательную роль по сравнению с мощным действием высоких градиентов давления влаги, развивающихся в растениях в результате испарения воды в атмосферу.

Таким образом, с помощью термодинамического подхода можно описать процесс передвижения влаги на любом участке системы почва—растение—атмосфера.

Движение влаги в соответствии с законами неравновесной термодинамики описывается уравнением

$$i = -K \frac{\Delta P}{\Delta l}.$$

В случае передвижения воды на границе почва—корень

$$i = -K_{\text{п}} \frac{P_{\text{к}} - P_{\text{п}}}{\Delta l},$$

где  $P_{\text{к}}$  и  $P_{\text{п}}$  — давление влаги в корне и почве вблизи поверхности их контакта,  $K_{\text{п}}$  — коэффициент влагопроводности почвы.

Для проверки этого положения был проведен опыт по изменению полей влажности почвы на 5-летних посадках дуба на черноземе. После полива нескольких деревьев был заложен разрез, вскрывающий их корневую систему. На стенке разреза выбирался живой поглощающий корень, и на различных расстояниях от него (0—0,5, 0,5—1 и 1—2 см) брались почвенные образцы для определения влажности. Во избежание высыхания почвы стенку разреза прикрыли прозрачной пленкой. Влажность определялась с точностью до 0,01%. По полученным данным рассчитывались градиенты влажности на разном расстоянии от корня при различной средней влажности почвы (рис. 4.1 и 4.2). Данные подвергались статистической обработке. Для этого отдельно по каждому интервалу влажности в 1,5—3,5% подсчитывались средние арифметические значения градиента влажности и основные отклонения от этой величины.

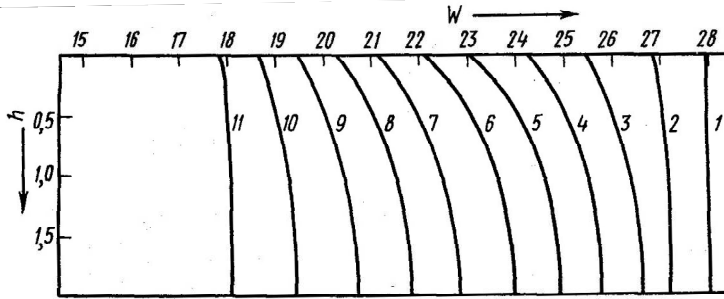


Рис. 4.1. Влажность почвы ( $W$ , %) на различном расстоянии от корня ( $h$ , см) в различные моменты после полива почвы. Посадки дуба, чернозем

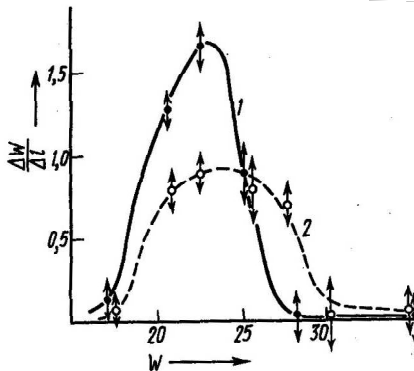


Рис. 4.2. Зависимости градиентов влажности ( $\frac{\Delta W}{\Delta l}$ , %/см) на разном расстоянии от корня (1 — 0—0,05; 2 — 0,5—1,5 см) от средней влажности почвы ( $W$ , %). Стрелки соответствуют средней квадратической ошибке измерений. Посадки дуба, чернозем

На основании имеющихся зависимостей между влажностью почвы, давлением почвенной влаги и коэффициентом влагопроводности были рассчитаны градиент давления влаги на расстоянии 0,5 см от поверхности корня и плотность потока влаги к корню (рис. 4.3).

На полученном графике можно выделить три интервала вдоль оси влажности почвы. При влажности от полевой влагоемкости до середины диапазона доступной влаги (т.е. до середины диапазона между полевой влагоемкостью и влажностью устойчивого завядания) коэффициент влагопроводности быстро уменьшается, однако гради-

ент давления около поглощающей поверхности корня столь же быстро увеличивается, компенсируя снижение влагопроводности, и плотность потока влаги остается на постоянном уровне. Таким образом, в этом интервале «легкодоступной влаги» растения могут без труда сопротивляться снижению влагопроводности и давления влаги, понижая давление влаги в поглощающих тканях корней, и интенсивность поглощения влаги и транспирации зависит главным образом от метеорологических условий (испаряемости).

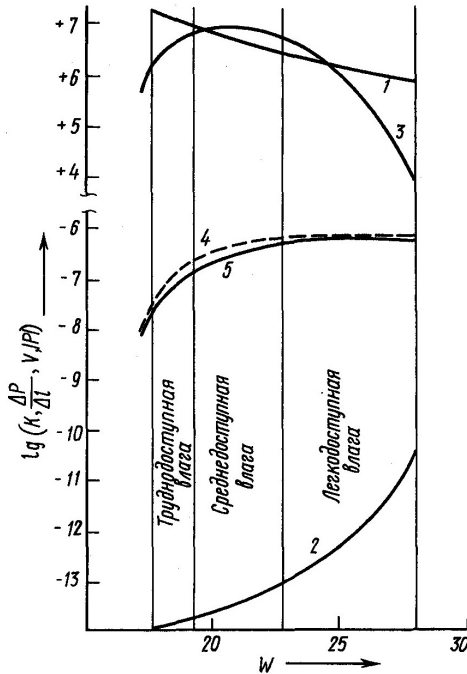


Рис. 4.3. Зависимости давления почвенной влаги ( $P$ , атм), коэффициента влагопроводности ( $K$ ,  $\text{см}^3 \cdot \text{с}/\text{г}$ ), градиента давления влаги на расстоянии 0—1 см от корня ( $\frac{\Delta P}{\Delta l}$ , атм/см), плотности потока влаги к корню ( $V$ , см/с) от влажности чернозема суглинистого ( $W$ , % объемн.): 1 —  $P$ , 2 —  $K$ , 3 —  $\frac{\Delta P}{\Delta l}$ , 4 —  $V$ , определенная экспериментально; 5 —  $V$ , рассчитанная по уравнению движения влаги

В интервале от 15% диапазона доступной влаги до влажности устойчивого завядания уменьшаются и влагопроводность почвы, и градиент давления влаги, что приводит к резкому падению потока влаги к корню до уровня, не обеспечивающего даже минимальной потребности растений в воде, и почти полному закрытию устьиц.

Рассмотренная выше зависимость была рассчитана по основной формуле движения влаги. Она была сопоставлена с эмпирически определенной скоростью иссушения почвы при различной влажности (см. рис. 4.3). Обе кривые при совмещении их правых концов почти совпадают, что свидетельствует о правомерности применения термодинамического подхода к анализу поглощения корнями почвенной влаги. Однако анализ реальной термодинамической системы даже в случае стационарного состояния — непростая задача, т.к. изменение давления влаги или коэффициента влагопроводности на любом этапе водного пути приводит к изменению скорости потока воды и распределения давления влаги на других участках. Анализ еще более осложняется из-за существенной нестационарности процессов во времени и пространстве. Поэтому для более или менее полного анализа реальных термодинамических систем почва—растение—атмосфера требуются огромные массивы информации, а теоретический анализ (т.е. построение динамических моделей) невозможен без очень большого объема вычислений, реализуемых лишь с помощью ЭВМ.

Впрочем, дело несколько облегчается тем, что в реальных природных и экспериментальных ситуациях многие параметры (метеорологические условия, водный режим) часто варьируют в более или менее узких пределах в зависимости от особенностей природной зоны, свойств зональных типов почв и преобладающих видов растений. Это вселяет надежду на выявление типичных ситуаций в термодинамических системах почва—растение—атмосфера для определенных природных или опытных условий путем фиксации или регулировки по определенной программе некоторых участков системы и наблюдения за изменением параметров на других, «незакрепленных», участках. В этом случае «незакрепленные» участки являются своеобразными «черными ящиками», изучение которых производится путем сопоставления внешних воздействий на эти объекты и их реакций на эти воздействия.

Поскольку в системе почва—растение—атмосфера растения являются участками системы, которые изменяют свои параметры

наиболее сложным образом и которые, вследствие этого, наиболее трудно зафиксировать или регулировать, целесообразно зафиксировать краевые участки системы, т.е. давление влаги в почве и в атмосфере. Исследуя поведение растений при различных сочетаниях давления влаги в почве и в атмосфере, можно попытаться вскрыть характерные особенности поведения растений и, следовательно, системы в целом.

Правда, наличие двух переменных параметров всё еще затрудняет обобщение экспериментальных данных из-за большого числа возможных сочетаний этих параметров. Чтобы еще более упростить анализ системы, можно провести «нормирование» транспирации растений ( $T$ ) по «потенциальной транспирации» ( $T_0$ ), приблизительно равной (для сомкнутого выровненного по высоте растительного покрова) испаряемости, или испарению со свободной водной поверхности.

Полученная в результате нормирования величина  $\frac{T}{T_0}$  («относительная транспирация») показывает, какой была бы  $T$  при  $T_0 = 1$ . Как будет показано в дальнейшем, это допущение не является совершенно точным, тем не менее оно может быть полезным, т.к., определяя соотношение между давлением влаги в почве, растениях и  $\frac{T}{T_0}$ ,

можно получить весьма полезные данные о поведении растений, необходимые для построения моделей системы почва—растение—атмосфера. Однако необходимо иметь в виду, что характер соотношения между  $\frac{T}{T_0}$  и  $P_n$  может несколько трансформироваться в зави-

симости от наследственных (филогенетических) свойств данного вида растений и от многих других факторов. Даже далеко не полный их перечень выглядит весьма внушительно [13]:

а) биологические — возраст (фаза развития) растений, условия их выращивания до опыта (онтогенез), степень сомкнутости и геометрические особенности надземной части растений (особенно высота и форма крон деревьев), характер развития корневой системы, соотношение поглощающих и испаряющих поверхностей;

б) почвенно-физические свойства почв (плотность, твердость, строение порового пространства, удельная поверхность и пр.), определяющие влагопроводность почв и проникновение в них корней; температура почвы, также влияющая на эти процессы; хи-

мические свойства (в особенности состав питательных веществ и веществ, вредных для растений), влияющие на формирование анатомических и физиологических особенностей растений;

в) метеорологические — интенсивность и спектральный состав света, длительность светлого периода, температура и влажность воздуха, скорость ветра и др.

Априори определить степень влияния любого из этих факторов на характер зависимости  $\frac{T}{T_0}$  от  $P_{II}$  невозможно; необходимы соответствующие эксперименты или анализ разнообразных природных ситуаций («факторный анализ»).

Последний дает, конечно, более репрезентативные данные, однако получение необходимой информации требует многолетних чрезвычайно трудоемких наблюдений. Кроме того, этот путь исследования не всегда дает возможность изучить влияние экстремальных, редко встречающихся в природных условиях сочетаний различных факторов. Такую информацию легче получить в условиях эксперимента с регулируемыми условиями окружающей среды, хотя конечно, для использования результатов экспериментов в природных и хозяйственных условиях необходима дополнительная проверка полученных зависимостей (их верификация).

Обсудим некоторые из перечисленных выше факторов.

### **Влияние видовых особенностей растений на зависимость между относительной транспирацией и давлением почвенной влаги**

Данные о влагопотреблении растений, которые будут рассмотрены ниже, получены в опытах различных типов:

а) вегетационных, проведенных в лаборатории при искусственном освещении (в 4-литровых вегетационных сосудах);

б) вегетационных, проведенных на открытых площадках в 10-литровых (высотой 25 см), 25-литровых (высотой 50 см) и 50-литровых (высотой 100 см) лизиметрах-испарителях;

в) в естественных условиях — опытах на лесных культурах, природных лесных насаждениях и сельскохозяйственных угодьях.

Для вегетационных опытов в лабораторных условиях характерны: 1) стабильные аэрометеорологические условия (постоянные температура и влажность воздуха), 2) более низкая (по сравнению

с естественной в летний период) освещенность, 3) малая глубина корнеобитаемого слоя (20 см) и, как следствие, высокая концентрация корней в почве, в природных условиях существующая обычно лишь в пахотных горизонтах культурных почв и в горизонтах А1 естественных почв.

Температура воздуха и почвы в течение первой серии опытов поддерживалась в пределах +17 — +20°C ночью и +22 — +27°C днем, а относительная влажность воздуха в диапазоне 30—50%. Освещение производилось люминесцентными светильниками типа ЛДС, при интенсивности  $5 \cdot 10^3$  лк, в течение 12 ч в сутки, 6 ч в сутки растения освещались лампами накаливания (освещенность  $2 \cdot 10^2$  лк) и 6 ч — темновой период.

Опыты проводились Н.А. Муромцевым [7; 8] на суглинистой черноземовидной (пойменной) почве (Арчединский лесхоз Волгоградской обл.).

Перед посевом (или посадкой) в почве создавалась влажность, близкая к оптимальной (около полевой влагоемкости). Она поддерживалась в течение нескольких недель, вплоть до достижения растением заданной фенологической фазы, после чего полив прекращался, и влажность начинала снижаться в результате транспирации растений. Испарение с поверхности почвы было сведено к минимуму путем покрытия почвы пленкой или слоем мульчирующего материала.

Скорость транспирации ( $T$ ) регулярно определяли по изменению веса сосудов. Величина «потенциальной транспирации» ( $T_0$ ) принималась равной  $T$  в момент, предшествующий снижению транспирации в результате уменьшения влажности почвы.

Влажность почвы определялась путем взвешивания сосудов с точностью до 5 г, что соответствует влажности почв 0,1%. По влажности почвы рассчитывали давление влаги. В ряде опытов регулярно определяли давление влаги в растениях (листьях и корнях) психрометрическим методом.

Растения принадлежали к различным экологическим группам: салат — гигрофит, овес — мезофит, пшеница (Саратовская 29) и просо (альбидум 43) — засухоустойчивые мезофиты, житняк — ксерофит.

Почвенная засуха моделировалась в фазе кущения, для салата — в возрасте 25 дней. Опыт длился 7—24 сут.

Влажность почвы в начале опыта была 24—25%, т.е. близка к полевой влагоемкости. В дальнейшем она быстро снижалась, особенно под овсом и салатом, обладавшими наибольшей листо-



вой поверхностью (рис. 4.4). Пшеница и, особенно, просо, площадь листьев которых невелика, расходовали влагу, соответственно, в 2—3 раза медленнее. Что касается расхода влаги на единицу площади листьев («удельная транспирация»), то, наоборот, овес и салат расходуют воду (в условиях наличия в почве доступной влаги) с меньшей скоростью, чем ксерофиты и засухоустойчивые мезофиты (пшеница, просо и житняк). Так, овес и салат транспирируют 2,5—3,0 мг/см<sup>2</sup>·ч, в то время как пшеница, просо и житняк — 4,0—4,5 мг/см<sup>2</sup>·ч (рис. 4.5). Таким образом, ксерофиты и засухоустойчивые мезофиты экономно расходуют воду не за счет меньшей удельной транспирации, а за счет меньшей площади листьев.

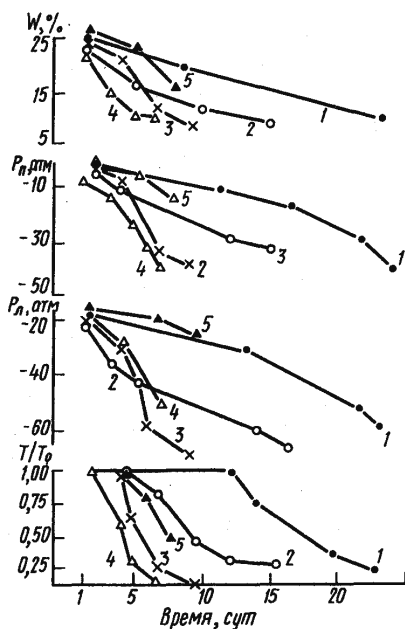


Рис. 4.4. Динамика влажности почвы ( $W$ ), давления влаги в почве ( $P_n$ ) и листьев ( $P_l$ ) и относительной транспирации ( $\frac{T}{T_0}$ ). Пойменная черноземновидная суглинистая почва, горизонт  $A$  (0—40 см). 1 — просо, 2 — житняк, 3 — пшеница, 4 — овес, 5 — салат

Влажность почвы в конце опыта, когда растения испытывали устойчивое завядание, варьировала от 15% для салата до 7% для овса, пшеницы и проса.

Давление влаги в начале опыта снижалось очень медленно, а затем быстрее, чем влажность. Это было вызвано тем, что дифференциальная влагоемкость почвы (отношение влажности к давлению влаги) по мере понижения влажности уменьшается; поэтому при изменении влажности почвы на одну и ту же величину давление влаги при низкой влажности изменяется более резко. Начальный уровень давления влаги для всех культур был близок к нулю (от  $-6$  до  $-3$  атм), конечный достигал  $-16$  атм для салата,  $-35$  атм для пшеницы и  $-40$  атм для овса и проса.

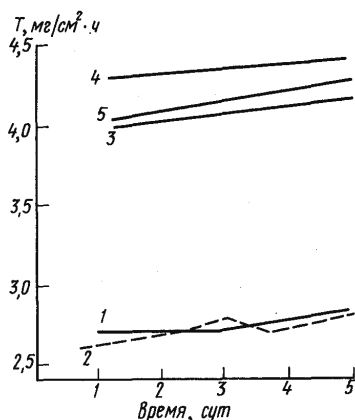


Рис. 4.5. Динамика транспирации ( $T$ ) при оптимальном увлажнении: 1 — овес, 2 — салат, 3 — пшеница, 4 — просо, 5 — житняк

Давление влаги в листьях растений также быстро снижалось в течение опыта: от  $-8$  до  $-20$  атм для салата, от  $-15$  до  $-45$  атм для овса, от  $-15$  до  $-60$  атм для пшеницы и до  $-65$  атм для проса. Таким образом, нижний уровень достигнутого при засухе давления влаги в листьях хорошо коррелирует со степенью ксерофитности растения: у ксерофитов давление влаги в листьях при завядании гораздо ниже, чем у гигрофитов. В этом, несомненно, проявляется наследственная природа растений (их генотип), сложившаяся в процессе векового приспособления растений-ксерофитов к условиям дефицита почвенной влаги ежегодно в течение вегетационного периода. В самом деле, чем больше снижается давление влаги в листьях (и других органах растений), тем большим будет перепад давления влаги между почвой и растениями, и тем, следовательно, быстрее будет осуществляться подток влаги из почвы к корням растений и далее — в другие органы, а также транспирация растений.

Относительная транспирация некоторое время поддерживается равной 1, а затем падает, достигая при завядании растений весьма низких величин (0,4 для салата и 0,2 для других растений). Эти характерные особенности динамики относительной транспирации становятся более понятными, если использовать при анализе дополнительные параметры: коэффициент влагопроводности почв и перепад давления влаги между растениями и почвой. На рис. 4.6 эти параметры изображены в функции от влажности почвы на примере проса.

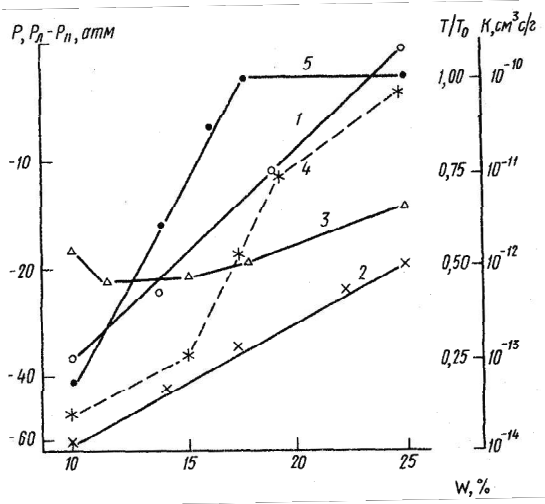


Рис. 4.6. Зависимости давления влаги в почве и листьях проса ( $P$ ), перепада давления между листьями и почвой ( $P_{л} - P_{п}$ ), коэффициента влагопроводности ( $K$ ) и относительной транспирации ( $\frac{T}{T_0}$ ) от влажности черноземовидной

суглинистой почвы ( $W$ ): 1 —  $P$ , 2 —  $P_{л}$ , 3 —  $(P_{л} - P_{п})$ , 4 —  $K$ , 5 —  $\frac{T}{T_0}$

При уменьшении влажности почвы от 25 до 17,5% (т.е. от 100 до 75% относительной влажности) давление влаги в почве ( $P_{п}$ ) снижается до  $-6$  атм, а в растениях — до  $-30$  атм. Перепад давления, следовательно, возрастает от 15 до 24 атм. В это же время коэффициент влагопроводности снижается почти в 4 раза. Поскольку поток влаги пропорционален и перепаду давления влаги, и коэффициенту влагопроводности ( $K$ ), падение одного из этих парамет-

ров компенсируется увеличением другого, и в результате поток влаги в растение (и, следовательно, транспирация) не изменяется, оставаясь на потенциальном уровне. Но при дальнейшем снижении влажности  $K$  почвы падает быстрее, чем увеличивается перепад давления влаги, что приводит к снижению  $\frac{T}{T_0}$ .

Наибольший интерес представляют данные о зависимости  $\frac{T}{T_0}$  от  $P_{\text{п}}$  для различных сельскохозяйственных культур (рис. 4.7).

Оказалось, что при  $P_{\text{п}}$ , большем  $-5$  атм, для всех культур  $\frac{T}{T_0} = 1$ .

При снижении  $P_{\text{п}}$  наступает «критический уровень» ( $P_{\text{кр}}$ ), при котором  $\frac{T}{T_0}$  начинает снижаться, причем при изображении  $\frac{T}{T_0}$  на

линейной шкале, а  $P_{\text{п}}$  — на логарифмической зависимость между ними на графике отображается прямой линией, что свидетельствует о наличии логарифмической функции.  $P_{\text{кр}}$  равно  $-5$  атм для салата,  $-7$  атм для пшеницы,  $-10$  — для овса,  $-11$  — для житняка и  $-12$  атм для проса. Опыт был закончен при необратимом завядании растений. При этом  $\frac{T}{T_0}$  уменьшилось до  $0,5$  для салата и  $0,2$

для других культур, а  $P_{\text{п}}$  для овса, проса, пшеницы и житняка, соответственно, до  $-36$ ,  $-40$ ,  $-40$  и  $-30$  атм.

Следовательно, снижение транспирации ксерофитов происходит при более низком давлении почвенной влаги, чем мезофитов, а тем более гигрофитов. Соответственно, при некотором давлении почвенной влаги относительная транспирация выше у ксерофитов, несколько ниже у мезофитов и самая низкая у гигрофитов. Согласно основному закону движения влаги это может быть вызвано или большим перепадом давления влаги между растением и почвой или большим коэффициентом влагопроводности ксерофитов.

Что касается перепада давления, то при заданном давлении почвенной влаги он тем больше, чем ниже давление влаги в листьях ( $P_{\text{л}}$ ). В результате измерений обнаружилось, что во всем диапазоне измеренных величин давление влаги в почве было значительно выше, чем в листьях, и этот перепад был тем больше, чем сильнее выражена ксерофитность растений (рис. 4.8). Поскольку дав-

ление влаги откладывали на логарифмических шкалах, то прямые линии, отображающие зависимость  $P_{л}$  от  $P_{п}$ , свидетельствуют о существовании степенной функции.

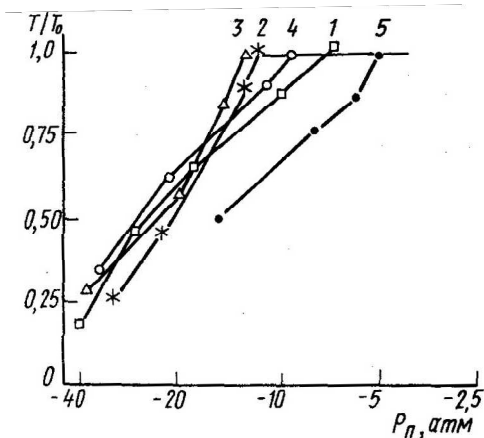


Рис. 4.7. Зависимости относительной транспирации ( $\frac{T}{T_0}$ ) от давления почвенной влаги ( $P_{п}$ ) (черноземовидная суглинистая почва): 1 — пшеница, 2 — житняк, 3 — просо, 4 — овес, 5 — салат

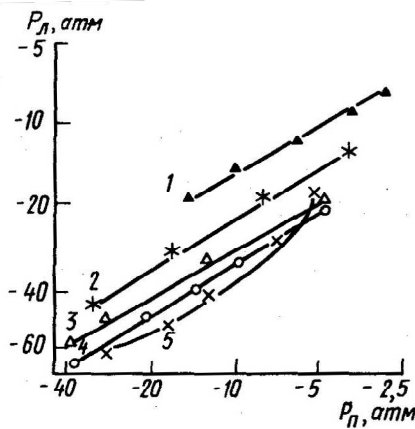


Рис. 4.8. Зависимости давления влаги в листьях ( $P_{л}$ ) от давления почвенной влаги ( $P_{п}$ ) (черноземовидная суглинистая почва): 1 — салат, 2 — овес, 3 — просо, 4 — пшеница, 5 — житняк

Перепад давления влаги ( $P_{л} - P_{п}$ ) при высокой влажности почвы, когда  $P_{п} = -5$  атм, равен для салата 4 атм, для других культур — от 10 до 12 атм. При снижении влажности почвы и  $P_{п}$  этот перепад у салата повышается, а затем вновь падает до 2—3 атм. У овса — достигает 12 атм, а затем снижается до 6—10 атм. У проса — увеличивается уже до 20 атм (при  $P_{п} = -20$  атм), после чего понижается до 17 атм (рис. 4.9). У ксерофитов (житняк) перепад давления стремительно растет до 30 атм, не снижаясь и при дальнейшем высыхании почвы, что позволяет им более полно использовать почвенную влагу, увеличивая ее доступность, по сравнению с гигрофитами.

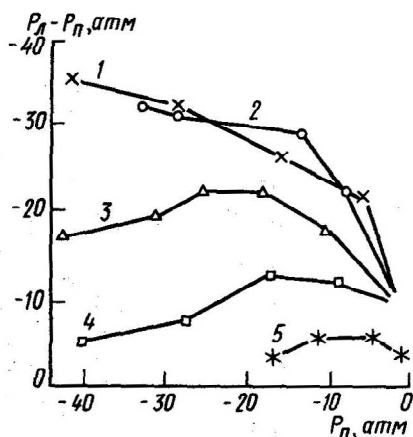


Рис. 4.9. Зависимости перепада давления между листьями и почвой ( $P_{л} - P_{п}$ ) от давления почвенной влаги ( $P_{п}$ ): 1 — пшеница, 2 — житняк, 3 — просо, 4 — овес, 5 — салат

Эти данные убедительно свидетельствуют о том, что при прогнозировании водопотребления растений необходимо учитывать их принадлежность к той или иной экологической группе (по отношению к почвенной влаге). Принятая до сих пор практика оценивать нижний предел доступности почвенной влаги («влажность устойчивого завядания») для растений «вообще», без учета их видовых и индивидуальных свойств, дает слишком грубые приближения, не пригодные для точных расчетов. Для точного прогноза водопотребления растений различных экологических групп важно знать, при каких уровнях давления влаги в листьях начинает

срабатывать устьичный регулирующий механизм, уменьшающий просвет устьиц и, следовательно, интенсивность транспирации. Результаты измерений показали (рис. 4.10), что салат начал снижать транспирацию уже при  $P_{л} = -9$  атм, овес — при  $-20$  атм, а просо, пшеница и житняк — при  $-32$  атм.

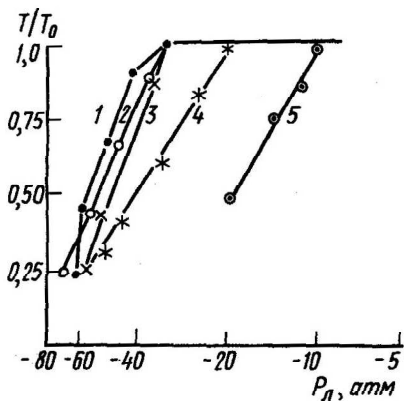


Рис. 4.10. Зависимости относительной транспирации ( $\frac{T}{T_0}$ ) от давления влаги в листьях ( $P_{л}$ ) (черноземовидная суглинистая почва): 1 — житняк, 2 — пшеница, 3 — просо, 4 — овес, 5 — салат

Овощные культуры (картофель, капуста и томаты) выращивались на открытом воздухе в зоне степи в лизиметрах-испарителях ГГИ 500—50 (площадью  $500 \text{ см}^2$  и высотой 50 см) в течение 40 суток при оптимальном водоснабжении (влажность почвы поддерживалась на уровне полевой влагоемкости ежедневными поливами), после чего полив прекращался [17]. Для сведения к минимуму физического испарения поверхность почвы мульчировалась слоем опилок. Транспирация определялась путем ежедневного взвешивания лизиметров. Параллельно в течение всего опыта определялась и потенциальная транспирация в лизиметрах, непрерывно находящихся в условиях оптимального увлажнения.

Зависимости  $\frac{T}{T_0}$  от  $P_{л}$  для этих культур также при  $P_{п}$ , меньшем  $P_{кр}$ , близки к логарифмическим функциям (рис. 4.11).

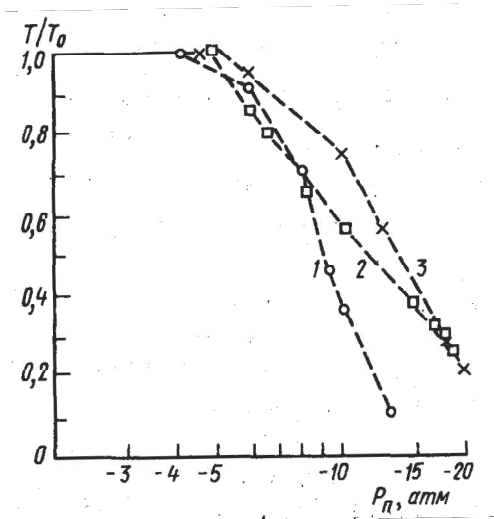


Рис. 4.11. Зависимости относительной транспирации ( $\frac{T}{T_0}$ ) от давления почвенной влаги ( $P_p$ ) (черноземовидная суглинистая почва): 1 — капуста, 2 — томаты, 3 — картофель

## Влияние коэффициентов влагопроводности растений на потребление почвенной влаги

Поскольку в соответствии с основным законом движения влаги поток пропорционален не только градиенту давления влаги, но и влагопроводности, необходимо знать, как зависят коэффициенты влагопроводности почвы и растений от давления почвенной влаги.

Для этого проводились измерения  $K$  при различных значениях  $P_p$  суглинистой пойменной черноземовидной почвы [19]. Растения кукурузы и конских бобов выращивались в 20 пробирках диаметром 1 и длиной 15 см, помещенных в почву на открытом воздухе, так что освещение и прочие метеорологические условия соответствовали норме для лета в степной зоне. В течение 25 дней влажность почвы была оптимальной (полевая влагоемкость), после чего полив прекращался. С этого момента, ежедневно из двух пробирок почва, корни и листья подвергались измерению давления влаги в психрометре. Измерение  $P$  в корнях связано с определенными трудностями. Чтобы отделить корни от прилипшей к ним почвы, требуется немало времени, а поверхность сосущих корней,



лишенная защитных оболочек типа кутикулы, очень быстро теряет воду путем испарения, что приводит к резкому занижению данных. Поэтому разборка почвы и корней производилась в камере из оргстекла, боковые стенки которой были выстланы влажной фильтровальной бумагой. Высокая влажность воздуха (более 90%) замедляла испарение влаги из почвы и корней.

Величина потока влаги через растение (практически равная транспирации) определялась на основании изменения веса пробирок с растениями.

В результате были определены значения давления влаги в почве, корнях и листьях при различной влажности почвы. Так, в опыте с конскими бобами (рис. 4.12) в процессе иссушения почвы  $P_{\text{п}}$  уменьшилось от  $-2$  до  $-19$  атм, что соответствовало устойчивому завяданию. Давление влаги в листьях ( $P_{\text{л}}$ ) изменялось от  $-10$  до  $-25$  атм, а в корнях ( $P_{\text{к}}$ ) — от  $-5$  до  $-21$  атм. Таким образом, в течение всего опыта существовал перепад давления влаги между почвой, корнями и листьями, который и обеспечивал поглощение воды из почвы. Поскольку изменение содержания воды в самом растении за время опыта почти на два порядка меньше, чем транспирационный расход, можно этой величиной пренебречь и считать поток, поступающий в корень из почвы, равным (в среднем за сутки) потоку пара из листьев в атмосферу, т.е. транспирации.

Характерно, что на протяжении всего опыта перепад давления влаги между листьями и корнями был больше, чем между корнями и почвой. Это свидетельствует о том, что суммарное сопротивление потоку внутри растения было больше, чем в почве.

Аналогичная ситуация наблюдалась в опыте с кукурузой. Отличия заключались лишь в более низких значениях  $P_{\text{п}}$ ,  $P_{\text{л}}$  и  $P_{\text{к}}$ , что, несомненно, связано с большей засухоустойчивостью (ксерофитностью) кукурузы, по сравнению с конскими бобами. Эти значения достигали к концу опыта, соответственно,  $-30$ ,  $-35$  и  $-80$  атм, а перепад между  $P_{\text{л}}$  и  $P_{\text{к}}$  —  $45$  атм. Столь резкое увеличение перепада является следствием быстрого снижения влагопроводности тканей кукурузы. Точные значения коэффициента влагопроводности растений ( $K_{\text{р}}$ ) можно получить на основании уравнения потока

$$K = -\frac{i\Delta l}{\Delta P}.$$

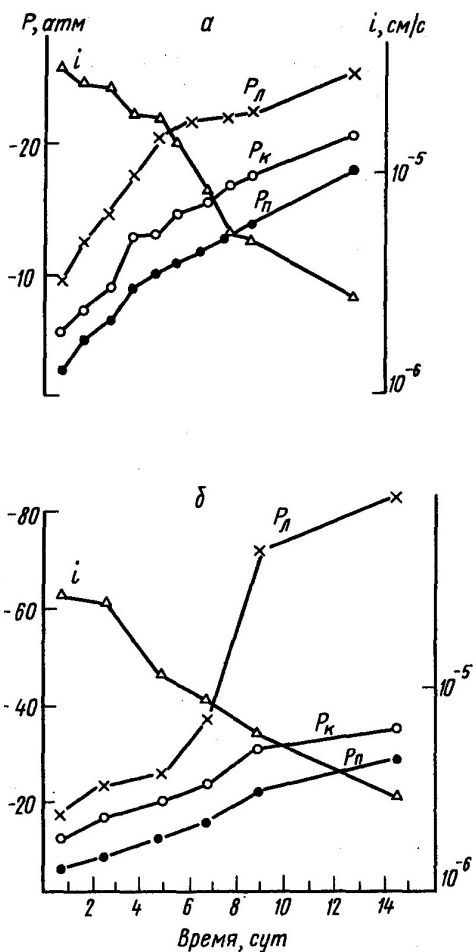


Рис. 4.12. Динамика потока влаги из почвы в растения ( $i$ ), давления влаги в почве ( $P_n$ ), корнях ( $P_k$ ) и листьях ( $P_l$ ) в течение почвенной засухи:  $a$  — конские бобы,  $b$  — кукуруза

Поскольку в растениях поток имеет линейный характер, то его следует разделить на площадь стебля и перепад давления влаги между листьями и корнями ( $\Delta P$ ) и умножить на длину стебля ( $\Delta C$ ). Полученные значения (рис. 4.13) показали, что  $K_p$  кукурузы и конских бобов практически совпадают. С понижением  $P_n$  они уменьшаются от  $10^{-10}$  (при  $P_n$  от  $-3$  до  $-7$  атм) до  $10^{-12}$   $\text{см}^3 \cdot \text{с} \cdot \text{г}^{-1}$  (при  $P_n = -30$  атм). Снижение  $K$  при снижении  $P_n$  и, следовательно, при снижении  $P_p$  вы-

звано тем, что при прогрессирующей почвенной засухе развивается хронический дефицит влаги в тканях растения, а это приводит к повышению вязкости протоплазмы клеток; в результате уменьшается водопроницаемость клеточных мембран. Это вызвано переходом белков из спиралевидной формы в клубок. При этом часть воды иммобилизуется внутри клубка, не принимая участия в трансляционном движении влаги [1; 13].

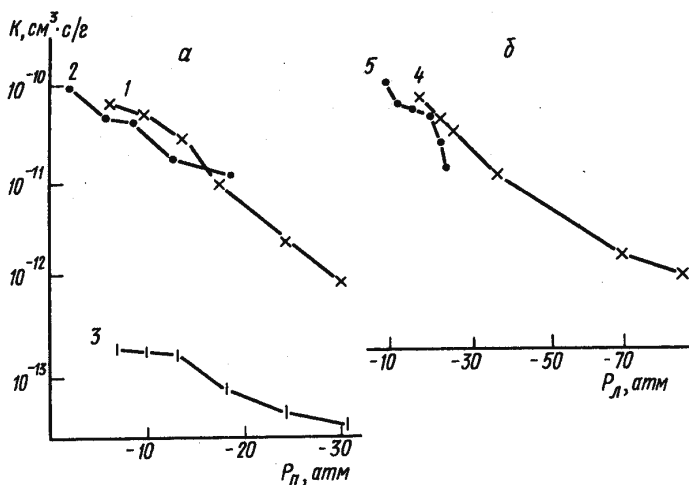


Рис. 4.13. Зависимости коэффициентов влагопроводности ( $K$ ) кукурузы (1, 4), конских бобов (2, 5) и черноземовидной супесчаной почвы (3) от давления почвенной влаги —  $P_n$  (а) и давления влаги в листьях —  $P_l$  (б)

Кроме того, по многочисленным наблюдениям различных исследователей [5], при высоком натяжении влаги в проводящих тканях водные нити в крупных сосудах «разрываются», сосуды заполняются воздухом и перестают принимать участие в проведении воды. При уменьшении  $P_n$  от  $-3$  до  $-30$  атм и соответствующем уменьшении  $P_l$  от  $-10$  до  $-85$  атм эти процессы приводят к уменьшению  $K$  почти в 100 раз.

Правда, во всем изученном интервале  $P_n$   $K_p$  остается более высоким, чем  $K_n$ , почти на 2 порядка. Однако из этого не следует, что сопротивление передвижению влаги внутри растения ничтожно и им следует пренебречь. Дело в том, что сопротивление движению влаги обратно пропорционально не только  $K$ , но и площади поперечного сечения потока, а площадь поперечного сечения

стебля на несколько порядков меньше, чем площадь поперечного сечения цилиндрических объемов почвы, окружающих все корни растения. С учетом этого следует признать, что сопротивление потоку воды внутри растений соизмеримо с сопротивлением потоку в почве, а в ряде случаев может его превышать, что и приводит к возрастанию перепада давления влаги между листьями и корнями по сравнению с перепадом между корнями и почвой.

Однако как бы ни было велико сопротивление потоку воды в почве и растении, оно не идет ни в какое сравнение с огромным сопротивлением диффузионному потоку пара через устьица листьев. Для преодоления этого сопротивления оказывается необходимым перепад давления влаги в сотни и даже тысячи атмосфер на 1 см пути. Уменьшая ширину устьичной щели, растения могут увеличить это сопротивление более чем в 10 раз, по сравнению с полностью открытыми устьицами. Работа устьиц подчиняется сложному регулирующему механизму, который «срабатывает» не только при снижении давления влаги в растении, но и при уменьшении освещенности, изменении парциального давления  $\text{CO}_2$  в тканях растений и др. [13]. Но, бесспорно, снижение давления влаги в растении вследствие почвенной засухи, — один из самых действенных агентов, приводящих к закрытию устьиц и уменьшению коэффициента влагопроводности на границе растение—атмосфера. Снижение давления влаги в растении, в свою очередь, является следствием снижения давления влаги в почве и уменьшения влагопроводности почвы, корней и стеблей. Поэтому одним из наиболее эффективных путей повышения устойчивости растений к почвенной засухе (т.е. уменьшения критического давления почвенной влаги, при котором начинает снижаться транспирация) является увеличение влагопроводности в системе почва—растение. Легче всего это осуществить путем увеличения концентрации корней в почве, т.к. при этом увеличивается площадь контакта корней с почвенной влагой и, следовательно, увеличивается влагопроводность системы на границе почва—растение.

Выше были рассмотрены закономерности потока влаги к единичному корню. Характерные особенности явлений, происходящих при наличии сложных корневых систем, рассматриваются в следующем разделе.

## **Влияние концентрации корневых систем на относительную транспирацию растений**

Опыты проводились с овсом и конскими бобами на суглинистой черноземовидной почве, находившейся в цилиндрических испарителях ГГИ 500—100 высотой 1 м на почвенном стационаре МГУ [17].

В ходе опыта измерялась динамика влажности почвы и концентрации корней на различных глубинах. Влажность почвы измерялась гамма-плотномером ГП-2. Для измерения по оси испарителей была введена алюминиевая труба, в которую на нужную глубину вводился зонд прибора. Измерения проводились каждые 2 суток. Для устранения систематических погрешностей испарители ежедневно взвешивались, что позволяло определить содержание влаги во всем испарителе, т.к. вес его оболочки и сухой почвы известен. Точность определений достигала 0,5% веса почвы.

Концентрация корней измерялась каждые 2—3 дня. Для измерений в стенках испарителей были сделаны смотровые стекла, закрытые оргстеклом. При определениях на эти стекла накладывалась прозрачная бумага (калька) и зарисовывались корни. Каждый раз зарисовка производилась другим цветом, что позволило проследить динамику роста корней. В конце опыта испарители были полностью разобраны, корни отмыты и их длина определена по методу Ньюмена. Сопоставлением последних зарисовок с суммарной длиной корней, определенной в отмытках, устанавливался коэффициент перехода между двумя методами, что позволило определить суммарную длину корней в течение всего опыта. Метод Ньюмена заключается в том, что отмытые корни укладываются на прозрачную пластину определенного размера, на которую заранее наносится воднорастворимой тушью прямые линии, ориентированные произвольно. Затем подсчитывается число пересечений корней и линий, которое пропорционально суммарной длине корней.

Корни конских бобов достигли дна испарителя через 20 дней. Это позволило им к этому сроку включить в процесс водопотребления весь его объем (в течение всего опыта почва, предварительно увлажненная до полевой влагоемкости, не поливалась и была укрыта от дождя). Эпюры концентрации корней по глубине для различных сроков представляют собой серию почти параллельных линий (рис. 4.14). В дальнейшем в нижней части испарителей образуется второй максимум концентрации корней.

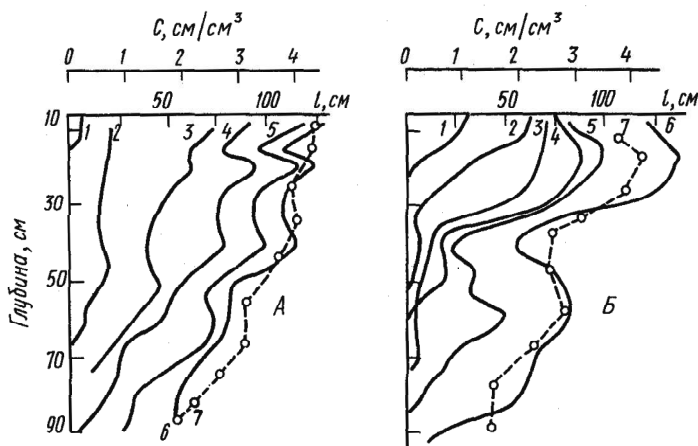


Рис. 4.14. Динамика концентрации ( $C$ ) и длины ( $L$ ) корней овса ( $A$ ) и конских бобов ( $B$ ). Время после появления всходов: 1 — 5 сут, 2 — 9, 3 — 15, 4 — 20, 5 — 26, 6 — 33 сут, 7 — определено при разработке лизиметров

Корни овса также достигают дна испарителя через 15 дней, после чего их рост в нижних горизонтах происходит интенсивнее, чем в верхних, и через месяц концентрация корней по глубине почти выравнивается, а в дальнейшем образуются максимумы на глубинах 40—50 и 70—80 см. На глубине 35—40 см отмечается минимум, причем корни здесь очень тонкие и почти не ветвятся. Глубже корни утолщаются и обильно ветвятся, особенно на дне испарителя, где после полива образуется слой «подпертой» влаги, а хорошая аэрация донных слоев почвы предотвращает развитие восстановительных процессов. Наличие второго максимума концентрации корней на глубине в природе встречается довольно часто. В данном опыте оно особенно хорошо выражено благодаря тому, что почва была рыхлой и легко проницаемой для корней по всей глубине испарителей.

Итак, для каждого слоя почвы измерялась динамика влажности почвы и длины корней; по данным о влажности рассчитывалась скорость расхода влаги из каждого слоя ( $i$ ).

Поскольку  $i$  зависит не только от влажности почвы и концентрации корней, но и от аэрометеорологических условий, то для дискриминации этого фактора  $i$  относилась к величине потенциальной транспирации ( $T_0$ ). Последняя измерялась эксперименталь-

но путем определения транспирации в контрольных испарителях с теми же растениями, где влажность почвы в течение опыта поддерживалась на уровне, близком к оптимальному (полевой влагемкости). Рассчитанная таким образом скорость относительного расхода влаги из слоев ( $\frac{i}{T_0}$ ) изображена на рис. 4.15 и 4.16.

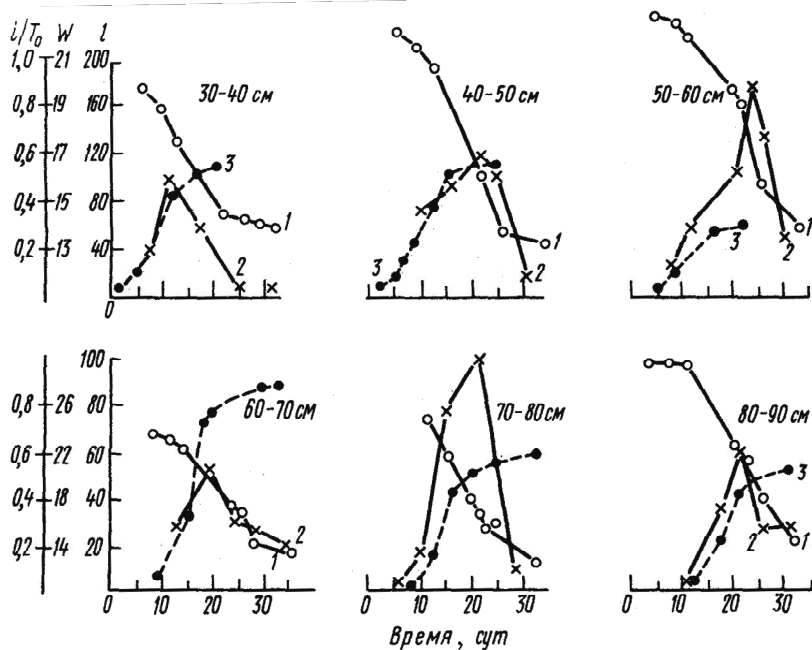


Рис. 4.15. Динамика влажности почвы ( $W$ , %), относительного расхода влаги из почвы ( $\frac{i}{T_0}$ ) и длины корней ( $l$ , см) для различных слоев почвы (черноземовидная суглинистая почва, конские бобы): 1 —  $W$ , 2 —  $\frac{i}{T_0}$ , 3 —  $l$

Как правило, динамика влажности представляет собой кривую, начальная и конечная части которой выположены, а средняя расположена под большим углом к оси абсцисс. Соответственно кривая, описывающая динамику расхода влаги, имеет одновершинный характер с максимумом в ее центре.

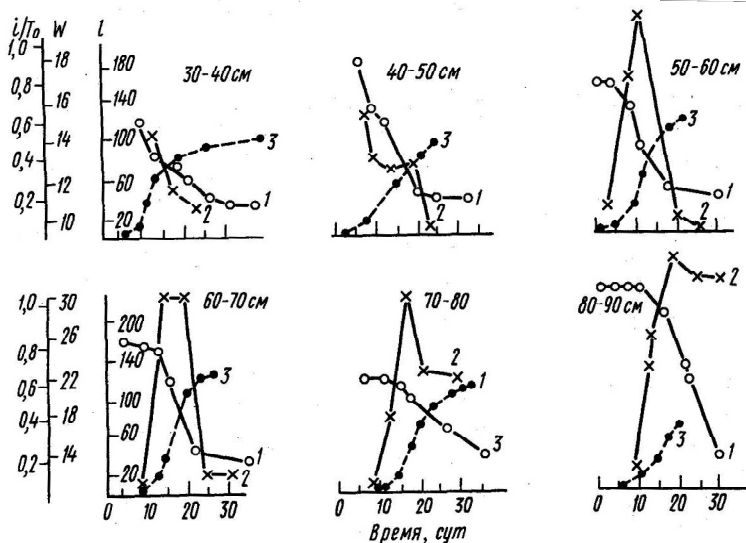


Рис. 4.16. Динамика влажности почвы ( $W$ , %), относительного расхода влаги из почвы ( $\frac{i}{T_0}$ ) и длины корней ( $l$ , см) для различных слоев почвы (черноземовидная суглинистая почва, овес): 1 —  $W$ , 2 —  $\frac{i}{T_0}$ , 3 —  $l$

Длина корней в течение опыта вначале нарастает, а потом прирост замедляется. Медленный прирост в начале опыта объясняется тем, что в это время в данный слой почвы проникают лишь одиночные растущие корни из вышележащего слоя. Во втором периоде они начинают энергично ветвиться, и суммарная их длина быстро нарастает. Корни быстро впитывают воду, содержащуюся в этом слое, после чего их рост замедляется, и, в конце концов, при истощении запаса доступной влаги прекращается. Это четко видно на графиках (рис. 4.17), где относительный расход влаги изображен в функции от длины корней. Кривые, как правило, носят одновершинный (с максимумом в середине) характер. Левая (восходящая) часть кривых показывает, как растет скорость относительного расхода влаги при увеличении суммарной длины корней. Она соответствует интервалу легкодоступной влаги. Правая (снижающаяся) часть свидетельствует о быстром уменьшении доступности влаги (хотя длина корней продолжает нарастать).



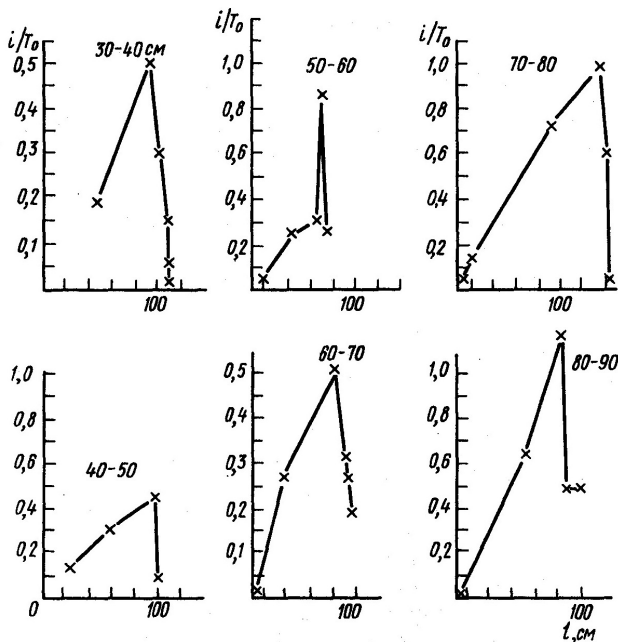


Рис. 4.17. Зависимости относительного расхода влаги ( $\frac{i}{T_0}$ ) из различных слоев почвы от длины корней ( $l$ ) на различной глубине. Черноземовидная суглинистая почва, конские бобы

В некоторых случаях левая, восходящая часть кривых отсутствует; это связано с тем, что в первой фазе опыта (периоде быстрого роста корней) измерения не производились. В других случаях опыт не был доведен до полного истощения доступной влаги во всех слоях лизиметра и отсутствует правая, снижающаяся часть кривых.

Эти данные позволили выявить зависимость относительного расхода влаги от длины корней в каждом слое. Поскольку она не свободна от влияния влажности почвы, то, чтобы дискриминировать это влияние, зависимости были построены отдельно для разных уровней влажности; для суглинистой черноземовидной почвы:  $> 26$ ,  $26-20$ ,  $20-17$ ,  $17-14$ ,  $< 14\%$ , для супесчаной черноземовидной:  $> 9$ ,  $9-7$ ,  $7-5$ ,  $5-4$ ,  $< 4\%$ .

Для каждого диапазона было получено от 5 до 10 дат, этого достаточно для выявления прямой пропорциональной зависимости между длиной корней в слое и относительной скоростью расхода

влаги. Средний коэффициент корреляции для всех случаев равен 0,9 при вероятности 0,95 (рис. 4.18).

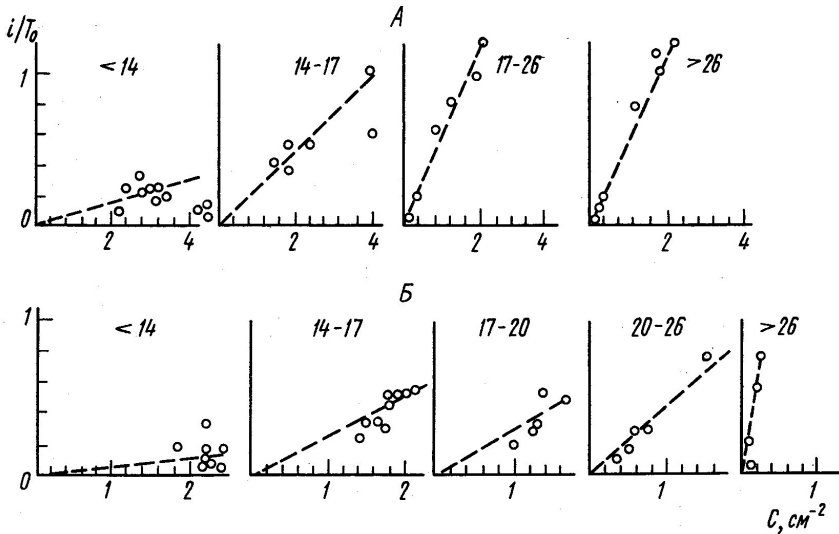


Рис. 4.18. Зависимости относительного расхода влаги ( $\frac{i}{T_0}$ ) от концентрации корней ( $C$ ) при различной влажности почвы: А — овес, Б — конские бобы

Для всех растений и диапазонов влажности характерна и другая закономерность: при уменьшении влажности почвы угол наклона прямых, отображающих зависимость, к оси абсцисс неуклонно уменьшается. Тангенс этого угла показывает, какова скорость относительного расхода влаги, приходящегося на единицу концентрации корней (удельная относительная скорость расхода —  $\frac{i}{T_0 C}$ ).

Результаты определения удельной относительной скорости расхода в функции от влажности почвы и давления почвенной влаги показаны на рис. 4.19, 4.20. Как и следовало ожидать, эта величина, как и относительная транспирация растений, быстро уменьшается по мере падения влажности и давления влаги, приближаясь к нулю на суглинистой почве для овса и бобов при  $P_{\text{п}} = -30$  атм, на супесчаной — при  $-10$  атм (для овса) и  $-15$  атм (для бобов). Максимальные значения  $\frac{i}{T_0 C}$  для бобов —  $0,43 \text{ см}^2$  на суглинке и  $1,1 \text{ см}^2$  на супеси, для ов-

са —  $0,6 \text{ см}^2$  на суглинке и  $0,8 \text{ см}^2$  на супеси. Большие значения  $\frac{i}{T_0 C}$

для бобов объясняются меньшей концентрацией их корней: «нагрузка» на единицу длины корня у бобов оказывается больше, чем у овса.

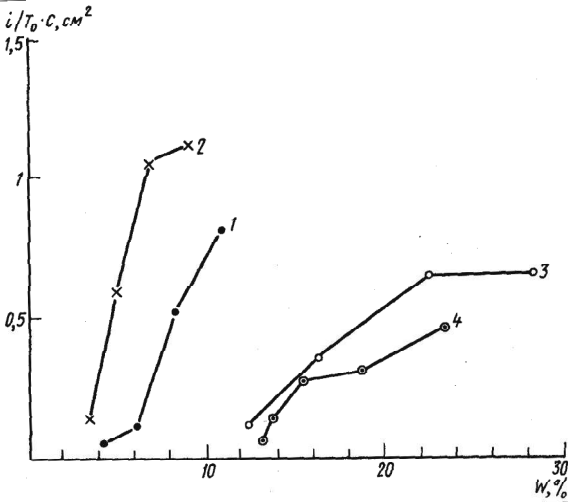


Рис. 4.19. Зависимости удельного относительного расхода влаги ( $\frac{i}{T_0 C}$ )

от влажности почвы ( $W$ ). Черноземовидная супесчаная почва: 1 — овес, 2 — бобы. Черноземовидная суглинистая почва: 3 — овес, 4 — бобы

Причины меньших значений нижнего предела давления влаги на суглинистой почве будут рассмотрены в разделе о влиянии свойств почвы.

Таким образом, результаты эксперимента позволили сделать важный вывод о том, что в пределах концентрации корней от 0 до  $5 \text{ см}/\text{см}^3$  относительный расход влаги прямо пропорционален концентрации корней в почвенном слое, по крайней мере, в черноземовидных почвах суглинистого и супесчаного механического состава, на которых произрастают злаковые и бобовые культуры.

Это дает возможность строить обоснованные прогнозы потребления влаги из различных горизонтов почв, если известна концентрация корней в них, а также более точно планировать поливной режим на орошаемых полях. Для этого, очевидно, нужно подавать

воду в различные горизонты почв в количестве, пропорциональном концентрации корней, для чего, в свою очередь, необходимо проводить систематические исследования динамики распространения корней растений по всей глубине корнеобитаемого слоя различных почв.

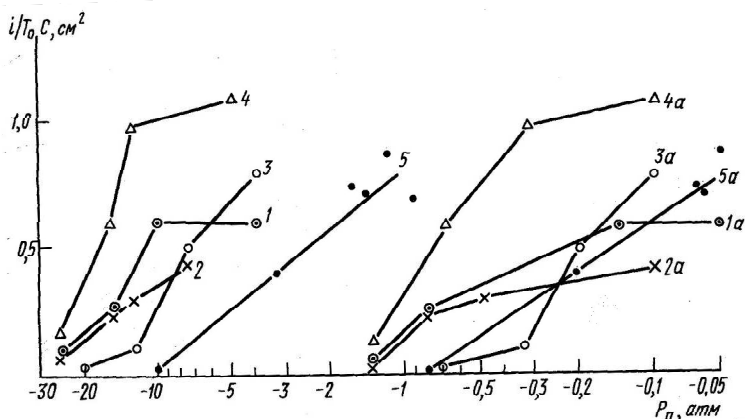


Рис. 4.20. Зависимости удельного относительного расхода влаги ( $\frac{i}{T_0C}$ ) от давления почвенной влаги  $P_n$  (1—5 — полного, 1a—5a — капиллярного). Черноземовидная суглинистая почва: 1, 1a — овес; 2, 2a — бобы. Черноземовидная супесчаная почва: 3, 3a — овес; 4, 4a — бобы. 5, 5a — основные насаждения на песчаной дерново-степной почве

В описанном выше опыте изучалась динамика распространения корней и влагопотребления «в чистом виде», т.е. в глубокой почве, однородной по физическим и химическим свойствам. Многочисленные наблюдения почвоведов, ботаников и растениеводов показывают, что корни всех растений — система лабильная, сильно изменяющая свои параметры при изменении свойств почвы в пространстве. Так, для прогнозирования развития корневой системы растений очень важно знать, как на него влияют различные факторы внешней среды. Эту специальную область ботаники и растениеводства в рамках данной работы мы не можем рассматривать во всем объеме; коснемся лишь одного аспекта — характера роста корней при различной влажности почвы.

Влияние влажности почвы на рост корней неоднозначно. С одной стороны, слишком высокая влажность (в зоне подтопле-

ния грунтовыми водами) препятствует развитию корней. С другой стороны, снижение давления влаги до  $-10$  —  $-20$  атм приводит к опробковению коры корней и прекращению их активного функционирования.

Влияние влажности на изменение габитуса корневой системы было изучено на примере кукурузы [17]. Растения выращивались на черноземовидной супесчаной почве в сосудах из оргстекла размером  $12 \times 12 \times 80$  см<sup>3</sup>, завернутых в светонепроницаемую пленку. Корни, прилегающие к стенкам сосуда, ежедневно зарисовывались на прозрачной бумаге. Влажность почвы определялась непосредственно около корней; пробы брались трубочкой диаметром 1 см через отверстия, просверленные в стенках сосудов. После взятия проб отверстия заклеивались. В одной партии сосудов (контрольной) влажность в течение всего опыта поддерживалась на оптимальном уровне (12%), в другой (опытной) поливы были прекращены сразу после посева семян.

В течение опыта влажность почвы в неполиваемых сосудах уменьшалась от 12 до 4,5%, т.е. почти до влажности завядания. Давление влаги соответственно упало от  $-3$  до  $-17$  атм (рис. 4.21). По мере иссушения почвы скорость роста главных зародышевых корней проростков кукурузы уменьшалась от 1,45 до 0,3 мм/ч, в то время как при оптимальной влажности она снизилась всего лишь до 0,8 мм/ч. Таким образом, снижение влажности почвы до 4,5% привело к подавлению скорости роста главного зародышевого корня почти в 3 раза.

Скорость роста боковых корней в опыте с уменьшающейся влажностью почвы при влажности 8% и давлении влаги  $-8$  атм быстро увеличивалась до 0,5 мм/ч, но при дальнейшем уменьшении влажности уменьшалась до 0,1 мм/ч. При оптимальной влажности скорость роста боковых корней также постепенно нарастала, но медленно, достигая к 15-м суткам лишь 0,2 мм/ч.

Следует отметить, что резкое падение скорости роста главного корня и резкое увеличение бокового произошли практически одновременно, при снижении полного давления влаги до  $-8$  атм. Вероятно, этот уровень давления влаги является «сигнальным» для механизмов, регулирующих рост корней: по достижении его пластические вещества, стимулирующие и обеспечивающие рост, вместо главного корня направляются в боковые. Дальнейшее снижение давления влаги сопровождается частичным обезвоживанием

протоплазмы клеток растущих тканей и, как результат, уменьшением скорости роста всех корней.

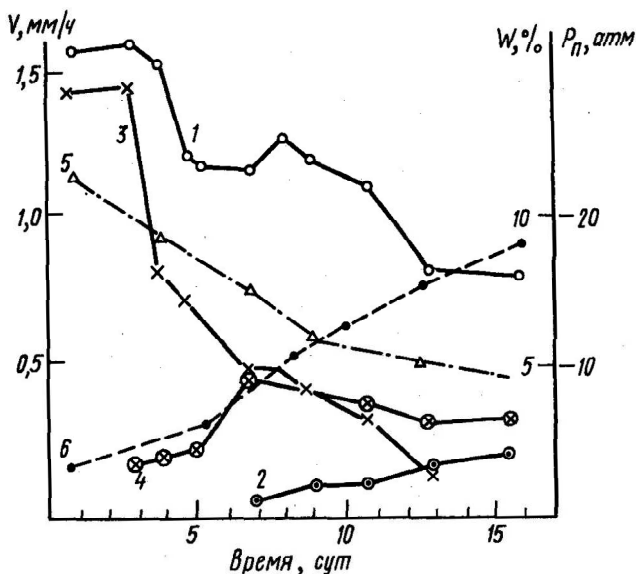


Рис. 4.21. Динамика скорости роста ( $V$ ) главного зародышевого корня (1, 3) и боковых корней (2, 4) кукурузы, влажности почвы ( $W$ ) и давления почвенной влаги ( $P_n$ ) при различных режимах влажности почвы (черноземовидная супесчаная почва): 1, 2 — оптимальная; 3, 4 — почвенная засуха; 5 —  $W$ , 6 —  $P_n$  [17]

Зависимость скорости роста корней от влажности почвы и давления почвенной влаги проявляется более четко, если данные выразить в виде относительной величины

$$V_{\text{отн}} = \frac{\Delta V}{V_{\text{к}}},$$

где  $\Delta V$  — разность в скорости роста опытных и контрольных растений,  $V_{\text{к}}$  — скорость роста контрольных растений. Такая обработка данных позволяет исключить влияние возрастных изменений на скорость роста корней (рис. 4.22).

Оказалось, что в интервале влажности почвы от 10 до 7%  $V_{\text{отн}}$  боковых корней бесконечно велика, т.к. скорость роста боковых корней уже в начале опыта достигала 0,2—0,4 мм/ч, в то время как у контрольных растений, росших при оптимальной влажности почвы,

она еще отсутствовала.  $V_{отн}$  главного корня медленно, но неуклонно уменьшалась, начиная с влажности 9% (давление  $-4$  атм). По мере снижения влажности с 7 до 5% (давления влаги с  $-7$  до  $-13$  атм)  $V_{отн}$  боковых корней уменьшалась от 6 до 0, а при дальнейшем уменьшении влажности приняла отрицательные значения.

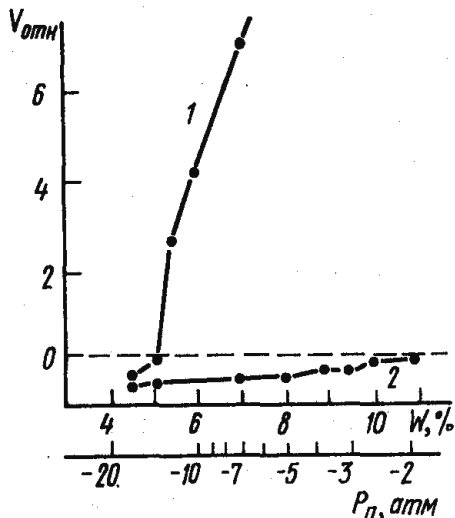


Рис. 4.22. Зависимости относительной скорости роста корней ( $V_{отн}$ ) от влажности почвы ( $W$ ) и давления почвенной влаги ( $P_p$ ) (черноземовидная супесчаная почва, кукуруза): 1 — боковые корни, 2 — стержневой корень

Интересно отметить, что хотя скорость роста (абсолютная и относительная) боковых корней кукурузы при почвенной засухе больше, чем главного корня, число боковых корней на одно растение было практически одинаковым (по-видимому, это филогенетический признак растения). В результате суммарная длина и концентрация корней при недостатке влаги была больше, чем при оптимальной влажности, что способствовало более интенсивному поглощению влаги из почвы в условиях засухи. Это, в свою очередь, давало растению возможность дольше поддерживать относительную транспирацию на высоком уровне, несмотря на уменьшение давления почвенной влаги.

Итак, анализ потока влаги к корням при различной их концентрации в почве показал, что при заданной влажности почв относительный расход влаги из слоя пропорционален концентрации, и это

позволило построить модель потребления влаги из сложного профиля, в котором концентрация корней и влажность почв меняются с глубиной. В соответствии с этой моделью даже в сложных природных и хозяйственных ситуациях расход влаги из слоя пропорционален относительной концентрации корней (т.е. доле корней, содержащихся в данном слое, от общего их содержания в профиле почвы) и влажности почвы, или логарифму потенциала влаги в данном слое.

Но сначала рассмотрим итоги вегетационного опыта в 10-литровых сосудах. Опыт был поставлен в агрометеорологической обсерватории «Каменная степь» в Воронежской обл. Почва — тяжелосуглинистый чернозем. Шестнадцать 10-литровых сосудов были установлены в отсеках вегетационного домика. Половина отсеков была затенена марлей, что привело к снижению  $T_0$  в среднем в 1,5 раза. В каждой партии половина сосудов поддерживалась в состоянии оптимального увлажнения (полевая влагоемкость), а другая половина не поливалась после достижения оврафа фазы кущения, т.е. примерно через месяц после посева.

Сосуды 2—3 раза в сутки взвешивались с точностью до 5 г. Изменение веса за период между взвешиваниями было практически равно транспирации, поскольку физическое испарение с поверхности почвы было сведено к минимуму (около 0,1 мм вод. сл./сут) путем мульчирования ее слоем опилок. Потенциальная транспирация принималась равной транспирации контрольных растений, находящихся в условиях оптимальной увлажненности почвы.

Опыт длился 15 сут. За это время в опытных сосудах была транспирирована практически вся доступная растениям влага, и транспирация упала почти до нуля. В первой фазе опыта  $T$  и  $T_0$  сильно варьировали, что было вызвано колебаниями метеорологических условий. Однако относительная транспирация  $\frac{T}{T_0}$ , несмотря на эти колебания, по мере снижения влажности уменьшалась довольно монотонно, не обнаруживая резких скачков. Поэтому и зависимость между  $\frac{T}{T_0}$  и  $P_n$  выявляется весьма четко (рис. 4.23).

Коэффициент корреляции для интервала давления влаги от  $-4$  атм («критическое давление» —  $P_{кр}$ ) до  $-24$  атм (когда относительная транспирация  $\frac{T}{T_0}$  почти достигла нуля) очень высок ( $-0,98 \pm 0,01$ ).



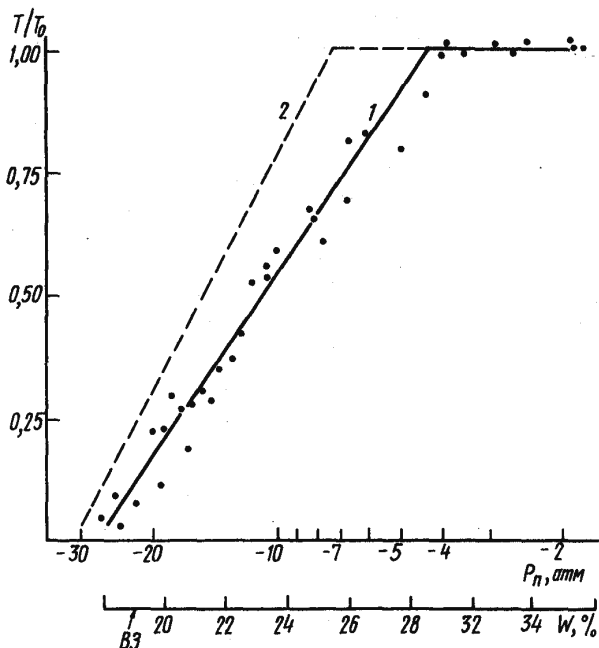


Рис. 4.23. Зависимости относительной транспирации ( $\frac{T}{T_0}$ ) от влажности почвы ( $W$ ) и средневзвешенного по профилю давления почвенной влаги ( $P_n$ ). 1 — чернозем тяжелосуглинистый, вегетационный опыт, овес; 2 — чернозем суглинистый, полевые данные по Европейской территории РФ, озимая пшеница; ВЗ — влажность завядания

Сравнивая значение  $P_{кр}$ , полученное в опыте с 10-литровыми сосудами в условиях, близких к естественным, с данными, полученными в 4-литровых сосудах в лабораторных условиях, видим, что в первом случае  $P_{кр}$  на 6 атм выше. По-видимому, это вызвано меньшей концентрацией корней в нижней части 10-литровых сосудов, по сравнению с 4-литровыми.

Как же складывается зависимость  $\frac{T}{T_0}$  от  $P_n$  в условиях хозяйственных посевов? Чтобы ответить на этот вопрос, были проанализированы метеорологические условия и водный режим почв под озимой пшеницей за период 1954—1964 г. на девяти агрометеорологических станциях и обсерваториях: Полтавская, Берегов-

ская, Одесская, Херсонская, Синельниковская, в совх. «Гигант» Ростовской обл., Прикумская, Ершовская, «Каменная степь» Воронежской обл. Определялась зависимость между влажностью основных почвенных горизонтов и давлением влаги.

Информация о влажности почвы до глубины 1 м, осадках, относительной влажности и температуре воздуха за вегетационные периоды содержалась в сводках метеостанций. На основании ее вычисляли испаряемость (по формуле Н.Н. Иванова) и баланс почвенной влаги. По этим данным, в свою очередь, рассчитывалась относительная транспирация культур.

При расчетах транспирации было принято, что приблизительно 70% испарившейся из почвы влаги (т.е. суммы уменьшения запасов влаги в почве и осадков за данный период) расходуется на транспирацию. Эта величина была выбрана на основании методических исследований. Транспирация сопоставлялась со средне-взвешенной по 1-метровому профилю величиной логарифма давления почвенной влаги (см. рис. 4.23).

Коэффициент корреляции в этом случае гораздо ниже ( $-0,7 \pm 0,1$ ), вероятно из-за менее точных, чем в вегетационных опытах, определений  $T$ . Большие ошибки в определении  $T$  вызываются неравномерным по площади распределением осадков, которые измеряются на метеорологических станциях в точках, удаленных на сотни метров от точек, где измеряется динамика влажности почвы. Произошло также уменьшение характерных величин давления почвенной влаги в полевых условиях:  $P_{кр}$  равно  $-6$  атм (в вегетационном опыте  $-8$  атм);  $P_{п}$ , при котором транспирация практически прекращается, равно  $-30$  атм (в вегетационном опыте  $-40$  атм). Эти различия, возможно, вызваны тем, что хотя в естественных условиях глубже 0,3 м почти всегда имеется потенциально доступная растениям влага, она может потребляться ими лишь с очень малой скоростью (вследствие низкой концентрации корней), что приводит к уменьшению  $T$  при низких давлениях почвенной влаги, по сравнению с вегетационными сосудами. Правда, некоторое количество влаги может капиллярно подтекать в верхние иссушенные горизонты, но оно невелико [15].

Тем не менее, результаты вегетационного и полевого опытов достаточно близки, что дает основание считать вегетационный метод вполне приемлемым для ориентировочной оценки водопотребления растений в естественной обстановке в условиях переменной влажности почвы, с учетом поправок, приведенных выше.

## Влияние фаз развития растений на их относительную транспирацию

При анализе и прогнозе влагопотребления растений необходимо также иметь в виду, что способность растений поглощать почвенную влагу зависит от фазы их развития. В качестве примера приведем результаты опыта с овсом на суглинистой черноземовидной почве [7]. Опыт проводился в трех вариантах: в 1-м засуха создавалась в фазе кушения, во 2-м — в фазе выхода в трубку, в 3-м — при колошении. Оказалось (рис. 4.24), что по мере снижения влажности почвы  $\frac{T}{T_0}$  быстрее всего падает в фазе колошения, медленнее — в фазе кушения и очень медленно — в фазе выхода в трубку.

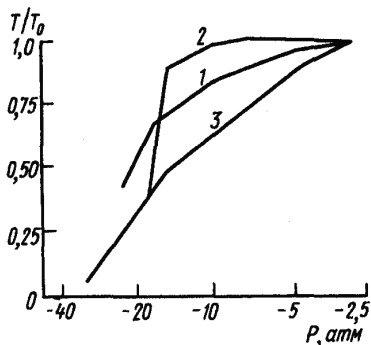


Рис. 4.24. Зависимости относительной транспирации ( $\frac{T}{T_0}$ ) от давления почвенной влаги ( $P$ ) при почвенной засухе в различные фазы развития овса (черноземовидная суглинистая почва). Фазы: 1 — кушение, 2 — выход в трубку, 3 — колошение

Сравнительно быстрое снижение  $\frac{T}{T_0}$  у молодых растений (в фазе кушения), возможно, объясняется большей чувствительностью еще не огрубевших устьичных клеток к изменению потенциала внутренней и внешней среды, по сравнению с более поздними фазами развития. Однако еще быстрее реагирует  $\frac{T}{T_0}$  на снижение влажности в фазе колошения; по-видимому, это вызвано

тем, что в этой фазе при почвенной засухе начинается быстрое отмирание нижних листьев, тогда как в контрольных образцах (при оптимальной увлажненности почвы) оно происходит не столь интенсивно. Уменьшение испаряющей поверхности листьев в опытном варианте (с почвенной засухой) и приводит к уменьшению отношения  $\frac{T}{T_0}$  (напомним, что в вегетационных опытах в качестве

$T$  принимается транспирация контрольных растений).

Но независимо от причин этих различий, при анализе водопотребления любых растений необходимо выяснить влияние фаз развития на зависимость  $\frac{T}{T_0}$  от  $P_{п.}$

### **Влияние условий развития растений на относительную транспирацию**

Кроме видовых (генотипических) особенностей растений, в их реакции на почвенную засуху играют видную роль и фенотипические (зависящие от условий существования данного растения) признаки. Естественно ожидать, что среди этих условий наибольшее значение должна иметь увлажненность почвы в разных периодах развития растений. Физиологическая и растениеводческая литература изобилует сведениями о том, что многие растения под влиянием засухи резко изменяют не только физиологические, но даже морфологические и анатомические признаки [1; 3; 5; 6].

Однако в подавляющем большинстве этих исследований увлажненность почвы оценивалась либо в процентах влажности почвы, либо в виде запаса доступной растениям (или продуктивной) влаги. Эти сведения, к сожалению, характеризуют реакцию растений на условия увлажнения лишь данной почвы (или небольшой группы почв, очень близких к данной), но не позволяют прогнозировать поведение их на других, отличающихся по физическим свойствам, почвах. Гораздо большим диапазоном применимости обладали бы те результаты исследований, в которых увлажненность почвы выражается в виде потенциала (давления) влаги, однако они весьма немногочисленны [13]. Чтобы выяснить влияние условий выращивания растений на особенности их водопотребления в условиях почвенной засухи, был проведен вегетационный опыт с овсом на суглинистой черноземовидной почве [7]. В опыте использовались

восемь 4-литровых сосудов. До наступления фазы кущения все они поддерживались в состоянии оптимальной влажности почвы. Затем два сосуда подвергли первой почвенной засухе. По достижении завядания они вновь были политы, и на стадии выхода в трубку подверглись второй засухе. После достижения завядания их снова полили и уже на стадии колошения подвергли третьей засухе.

Два других сосуда подвергли первой засухе лишь на стадии выхода в трубку, а второй засухе — при колошении. Еще два сосуда подвергли первой засухе только на стадии колошения, и последние два сосуда ни разу не подвергались засухе.

Для всех засух определялась зависимость между  $\frac{T}{T_0}$  и полным давлением почвенной влаги. В качестве  $T_0$  бралась величина транспирации из данного сосуда непосредственно перед ее снижением в результате уменьшения влажности почвы и  $P_n$ .

Растения, перенесшие последовательные засухи, отличались от контрольных более жесткими листьями, часть средних листьев пожелтела, а большинство нижних засохли. Это сказалось и на величине транспирации. В то время как растения, не переносившие засух, имели на стадии колошения  $T_0 = 600$  г/сосуд в сутки, перенесшие засуху в стадии выхода в трубку — 400 г/сосуд в сутки, а перенесшие две засухи (в стадии кущения и выхода в трубку) — лишь 240 г/сосуд в сутки.

Зависимость между  $\frac{T}{T_0}$  и  $P_n$  (рис. 4.25) для фазы колошения закономерно смещается в сторону более низких значений  $P$ : при первой засухе  $P_{кр}$  равнялось  $-4$  атм, при второй —  $-7$  атм, при третьей —  $-10$  атм. Эти различия сохранялись и при  $\frac{T}{T_0} = 0,75$ .

Однако при  $\frac{T}{T_0} = 0,5$  различия становились менее отчетливыми, а устойчивое завядание наступило у растений, не переносивших засухи, при  $\frac{T}{T_0} = 0,4$ , у перенесших одну засуху — при  $\frac{T}{T_0} = 0,2$  и у

перенесших две засухи — при  $\frac{T}{T_0} = 0,15$ .

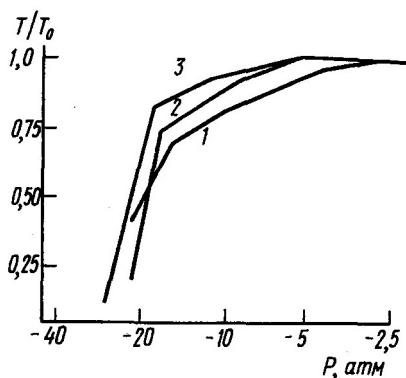


Рис. 4.25. Зависимость относительной транспирации ( $\frac{T}{T_0}$ ) от давления почвенной влаги ( $P_n$ ) при повторных почвенных засухах (вегетационный опыт, черноземовидная суглинистая почва, овес): 1 — первая, 2 — вторая, 3 — третья засуха

Следовательно, растения, перенесшие засуху, при равном давлении почвенной влаги сохраняют более высокие значения относительной транспирации, чем не переносившие засух. Завядают они также при более низких значениях  $P$  и  $\frac{T}{T_0}$ . Это объясняется

прежде всего снижением давления влаги в листьях и других органах растений. Так, при  $P_n = -10$  атм  $P_n$  равно  $-15$  атм у растений, не испытывавших засухи, и  $-22$  атм — у перенесших одну засуху. Следует отметить и уменьшение абсолютной транспирации при оптимальной влажности почвы в период между засухами, что способствует более медленному и экономному расходованию запасов почвенной влаги. Все эти приобретенные растениями качества способствуют их выживанию. Но, конечно, при этом снижается и урожай надземной биомассы. Если принять урожай биомассы в контрольных сосудах за 100%, то в сосудах, перенесших одну засуху, он снизился до 92%, две засухи — до 74%, три засухи — до 56%. Это снижение вызвано тем, что в период засух происходит угнетение ряда физиологических процессов, приводящее к замедлению интенсивности накопления органического вещества. Кроме того, происходит засыхание нижних и отчасти средних листьев. Поэтому для получения максимального урожая биомассы недо-

пустимо резкое и глубокое снижение давления почвенной влаги. Лучше всего поддерживать его на уровне, при котором нет снижения относительной транспирации (т.е. выше  $P_{кр}$ ): это является гарантией полного открытия устьиц и, следовательно, максимальной скорости диффузии  $CO_2$  из атмосферы в фотосинтезирующие органы растений.

### **Влияние свойств почв на зависимость относительной транспирации от давления почвенной влаги**

Для выявления влияния свойств почв на зависимость  $\frac{T}{T_0}$  от

$P_{п}$  одни и те же растения подвергались засухе в одинаковых аэрометеорологических условиях, но на разных почвах [7]. При этом для сокращения количества экспериментов варьировался лишь один из наиболее существенных признаков — гранулометрический состав почвы. Исследовались три вида почв Волгоградской обл.: среднесуглинистая черноземовидная пойменная, горизонт A1; супесчаная черноземовидная, горизонт A1; песчаная степная, горизонт A1. Такой набор почв, расположенных в одной зоне (степной) и относящихся к одному типу почвообразования, но различающихся по гранулометрическому составу, позволил выявить его специфическое влияние на характер водопотребления растений.

Условия проведения опыта те же, что и описанные ранее. Результаты сведены в табл. 4.1. Растения расположены в порядке возрастания критического давления почвенной влаги на суглинистой почве: от салата (гигрофита) до житняка (ксерофита). Соответственно  $P_{кр}$  уменьшается от –6 атм для салата и ржи до –14 атм для фасоли, подсолнечника и житняка.

Эта последовательность, в основном, выдерживается и на супесчаной, и на песчаной почвах. Отдельные отклонения от нее (более высокое  $P_{кр}$  для овса на супеси и песке, чем для ржи и пшеницы) находятся в пределах точности измерений. Существенно отклоняется от последовательности лишь  $P_{кр}$  для подсолнечника на песке. Возможно, это связано с тем, что подсолнечник плохо укореняется на песчаных почвах и поэтому не может извлекать почвенную влагу с достаточной скоростью.

Таблица 4.1

**Критическое давление почвенной влаги (атм)  
под различными культурами на различных почвах  
при испаряемости 3,5 мм вод. сл./сут. Вегетационный опыт**

Культура	Песок	Супесь	Суглинок	Песок-суглинок	Супесь-суглинок
Салат	$\frac{-1}{-0,05}$	$\frac{-3}{-0,1}$	$\frac{-6}{-0,1}$	$\frac{5}{0,05}$	$\frac{3}{0}$
Рожь	$\frac{-3}{-0,1}$	$\frac{-7}{-0,2}$	$\frac{-6}{-0,15}$	$\frac{3}{0,05}$	$\frac{-1}{-0,05}$
Пшеница	—	$\frac{-7}{-0,2}$	$\frac{-8}{-0,25}$	—	$\frac{1}{0,05}$
Овес	$\frac{-2}{-0,07}$	$\frac{-6}{-0,2}$	$\frac{-10}{-0,25}$	$\frac{8}{0,18}$	$\frac{4}{0,05}$
Томаты	$\frac{-6}{-0,35}$	$\frac{-9}{-0,3}$	$\frac{-11}{-0,35}$	$\frac{5}{0}$	$\frac{2}{0,05}$
Просо	—	$\frac{-11}{-0,5}$	$\frac{-13}{-0,55}$	—	$\frac{2}{0,05}$
Фасоль	$\frac{-8}{-0,4}$	$\frac{-12}{-0,5}$	$\frac{-14}{-0,6}$	$\frac{6}{0,2}$	$\frac{2}{0,1}$
Подсолнечник	$\frac{-4}{-0,3}$	$\frac{-11}{-0,5}$	$\frac{-14}{-0,6}$	$\frac{10}{0,3}$	$\frac{3}{0,1}$
Житняк	$\frac{-12}{-0,6}$	$\frac{-11}{-0,5}$	$\frac{-14}{-0,65}$	$\frac{2}{0,05}$	$\frac{3}{0,15}$
Среднее	$\frac{-5,3}{-0,25}$	$\frac{-8,5}{-0,32}$	$\frac{-10,7}{-0,35}$	$\frac{5,4}{0,1}$	$\frac{2,2}{0,03}$
Примечание: в числителе дробей — полное давление почвенной влаги, в знаменателе — капиллярное.					

Таким образом, практически во всех случаях облегчение гранулометрического состава почв приводит к увеличению  $P_{кр}$ . Лишь



для ржи на супеси оно оказалось на 1 атм ниже, чем на суглинке, но это различие нельзя считать достоверным. Статистическая обработка данных показала, что с высокой достоверностью различия в значениях полного критического давления почвенной влаги в среднем для всех культур между суглинком и супесью равны 2 атм, а между суглинком и песком — 5 атм (при среднем квадратическом отклонении 1,2 атм), а капиллярного давления 0,12 и 0,06 атм соответственно (при среднем квадратическом отклонении 0,02 атм).

Неодинаковые различия для разных культур свидетельствуют, скорее всего, о случайном разбросе данных, т.к. никакой заметной тенденции здесь не обнаруживается. Это позволяет для получения приближенных значений  $P_{кр}$  для разных по гранулометрическому составу почв ограничиваться экспериментальным определением  $P_{кр}$  на суглинистых почвах (обычно именно суглинистые почвы считаются зональными), а для других почв рассчитывать значения  $P_{кр}$  с использованием указанных выше корректирующих величин. Аналогичное сопоставление было проведено и для древесных насаждений: сосновых насаждений на песчаных степных и супесчаных черноземовидных почвах и яблоневых на суглинистых черноземовидных. 10- и 40-летние сосновые полосы шириной 50 м состояли из нескольких рядов деревьев; расстояние между рядами 3, в ряду 0,7 м. Почва под 20-летними яблоневыми насаждениями имеет мощный (до 1 м) гумусовый горизонт; глубже располагаются суглинистые погребенные почвы того же типа. Грунтовые воды во всех почвах залегают глубже 7 м и в водоснабжении насаждений не участвуют.

Сравнивая зависимости  $\frac{T}{T_0}$  от средневзвешенного по профилю  $P_n$ , нетрудно обнаружить, что критическое  $P_n$  на супесчаных и суглинистых почвах под древесными насаждениями достигает -12 атм, тогда как на песчаных — лишь -1 атм (рис. 4.20 и 4.26). Нижний предел доступности влаги на песчаной почве также выше, чем на почвах более тяжелых (-10 и -30 атм соответственно).

Чем же вызваны эти различия? Причин может быть несколько.

Во-первых, при низких давлениях влаги влагопроводность песчаных почв ниже, чем суглинистых и супесчаных. Это объясняется тем, что в более тяжелых по гранулометрическому составу почвах при одном и том же давлении влаги ее содержание (влаж-

ность) выше; значит, больше и число капилляров, заполненных при этом давлением водой, и площадь поверхности водных пленок, выстилающих поверхность почвенных частиц; следовательно, влагопроводность тяжелых почв также выше. В результате этого при равных давлениях влаги и перепадах давления между растением и почвой поток влаги к единице поверхности поглощающего корня в песчаных почвах меньше, чем в супесчаных, а в последних меньше, чем в суглинистых.

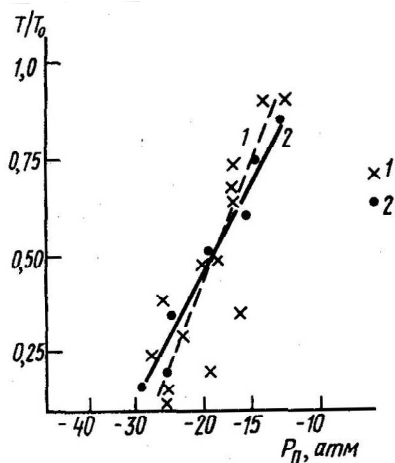


Рис. 4.26. Зависимость относительной транспирации ( $\frac{T}{T_0}$ ) от среднего давления влаги ( $P_n$ ) в слое почвы 0—1 м: 1 — сосна на черноземовидной супесчаной почве, 2 — яблоня на черноземовидной суглинистой почве

Во-вторых, легкие почвы, несмотря на свою несвязанность, оказывают большее сопротивление проникновению корней, чем тяжелые. Плотная упаковка частиц (и, следовательно, низкая их пористость) и неровная поверхность затрудняют раздвигание частиц растущими корнями, тогда как пластичность (во влажном состоянии) глинистых почв позволяет корням легко раздвигать пластинчатые элементарные частицы, скользящие по поверхности водных пленок.

Действительно, по данным вегетационных опытов корневая система овса и бобов гораздо лучше развита на суглинистых поч-

вах, чем на супесчаных, особенно глубже 40 см (см. рис. 4.14). Корневая система сосновых посадок также лучше развита на супесчаных почвах, чем на песчаных. Это приводит к тому, что не только потоки влаги к единичным корням, но и концентрация корней на легких почвах меньше, чем на тяжелых, что, в конечном счете, и приводит к повышению «критического» давления и нижнего предела доступности влаги (по давлению) на легких почвах, по сравнению с более тяжелыми по гранулометрическому составу.

### **Влияние испаряемости (потенциальной транспирации) на зависимость между относительной транспирацией и давлением почвенной влаги**

Выше было показано, что поток воды к корням (и, следовательно, транспирация растений) при фиксированном коэффициенте влагопроводности ( $K$ ) пропорциональны перепаду давления влаги между растением и почвой ( $\Delta P$ ). При высокой влажности почвы и  $P_{\text{п}}$  этот перепад достаточен для того, чтобы транспирация была приблизительно равна  $T_0$ . Но при снижении влажности и  $P_{\text{п}}$  уменьшается также и  $K$ , поэтому для поддержания  $T$  на уровне, близком к  $T_0$ , растение должно сильно понизить давление влаги в тканях. Может оказаться, что при этом  $P_{\text{р}}$  выходит за пределы допустимого физиологического диапазона, свойственного данному виду, что приводит к смыканию устьиц и уменьшению  $T$ . В случае особенно высокой  $T_0$  (например, в оазисах среди пустыни летом  $T_0$  может превышать 15 мм вод. сл./сут) даже при влажности почвы, близкой к полевой влагоемкости,  $P_{\text{п}}$  в листьях выйдет за пределы допустимого диапазона и  $T$  будет меньше  $T_0$ . Это объясняется тем, что сопротивление току влаги в самом растении даже при оптимальной влажности почвы достигает заметных величин [13] и для его преодоления необходимо развить определенное значение  $\Delta P$ . Напротив, при низкой  $T_0$  (в пасмурные дни с затяжными дождями  $T_0$  может не превышать 1 мм вод. сл./сут) величина  $\Delta P$  может быть небольшой,  $P_{\text{п}}$  не выйдет за пределы допустимого диапазона и в результате  $T$  останется равной  $T_0$  даже при сравнительно низкой влажности почвы.

Следовательно, чем выше  $T_0$ , тем больше должна быть величина  $\Delta P$ , тем ниже  $P$ , и тем больше вероятность его выхода за пре-

делу допустимого диапазона  $P$ , вызывающего снижение  $\frac{T}{T_0}$  и наступление критического давления почвенной влаги.

Таким образом, хотя использование относительной транспирации позволяет в значительной степени сгладить влияние  $T_0$  при анализе зависимости  $\frac{T}{T_0}$  от  $P_n$ , все же совершенно пренебрегать влиянием  $T_0$  на этот процесс полностью нельзя. В предыдущих работах специфическое влияние  $T$  не учитывалось, но это не вносило существенных погрешностей в выводы, т.к. уровень  $T_0$  или задавался постоянным (в лабораторных экспериментах), или сравнительно мало варьировал около средней величины (приблизительно 5 мм вод. сл./сут), типичной для летнего времени в степной зоне. Но если амплитуда варьирования  $T_0$  превышает  $\pm 2$  мм вод. сл./сут от средней величины, то эти отклонения уже необходимо учитывать.

В литературе имеются материалы по этому вопросу [2], но, к сожалению, эти данные трудно сравнивать и обобщать, т.к. увлажненность почвы характеризуется только через содержание влаги, а эта величина не дает прямой информации о доступности влаги растениям. Поэтому были проведены опыты в лабораторных условиях [4] — в специально сконструированной установке типа «камера искусственного климата», объемом  $0,5 \text{ м}^3$ , где регулировались температура, влажность воздуха и освещенность. Для повышения температуры использовался электрический нагреватель мощностью 300 Вт, который включался, если температура воздуха опускалась ниже заданной. Включение производилось электронным реле, связанным с контактным термометром. При необходимости поддерживать низкую температуру включалась система водяного охлаждения, представляющая собой последовательно соединенные латунные трубки, уложенные на стенках камеры и подключенные к водопроводной сети.

При регулировании относительной влажности воздуха использовалось то обстоятельство, что транспирирующие растения быстро (за 30—60 мин) почти полностью насыщали воздух в камере. Поэтому проблема регулирования заключалась в удалении водяного пара из камеры. Для этого имелся специальный вентилятор, который нагнетал наружный сухой воздух в камеру. Включение этого вентилятора производилось при помощи электронного реле,

соединенного с контактным термометром, ртутный резервуар которого непрерывно смачивался через марлю, обернутую вокруг него. Свободный конец марли был опущен в резервуар с водой.

Освещение производилось лампами дневного света; интенсивность освещения регулировалась трансформатором напряжения.

В ходе экспериментов в камере моделировались два уровня испаряемости: 11,5 мм вод. сл./сут (температура +35°C, относительная влажность воздуха — 25%) и 3,5 мм вод. сл./сут (+18°C, 80%). Первый уровень эквивалентен условиям летом в пустынной зоне, второй — летом в пасмурную погоду в лесной зоне. Условно будем называть эти уровни «низкой» и «высокой» испаряемостью.

Опыт проводился по схеме, описанной в предыдущих разделах. Растения выращивались в 4-литровых сосудах на песчаной степной, супесчаной и суглинистой черноземовидной почвах. В течение первого месяца они содержались в условиях оптимальной влажности почвы, близкой к полевой влагоемкости, а затем полив прекращался, и растения испытывали почвенную засуху на фоне различных метеорологических условий. Параллельно в камере находились сосуды с почвой, увлажненной до оптимального уровня. Скорость испарения из этих сосудов принималась равной  $T_0$ , и  $T$  определялась при помощи регулярного (3 раза в день) взвешивания сосудов. Средняя влажность почвы определялась также по весу сосудов, а давление — по заранее определенной зависимости  $P_{\text{п}}$  от влажности почвы.

Результаты опытов представлены на рис. 4.27 и в табл. 4.2.

Салат хорошо развивался только на суглинистой почве. При высокой  $T_0$  транспирация начала снижаться при  $P_{\text{п}} = -4$  атм, при низкой — при  $-8$  атм. Различия в  $\frac{T}{T_0}$  сохранялись и далее, при

$$\frac{T}{T_0} = 0,5 \text{ салат завял.}$$

Томаты на песчаной почве начали снижать  $\frac{T}{T_0}$  при  $P_{\text{п}} = -2$  и  $-8$  атм соответственно в условиях высокой и низкой  $T_0$ . Различия в величине  $\frac{T}{T_0}$  сохранялись и при дальнейшем снижении  $P_{\text{п}}$ . На суглинке обнаружилась сходная картина.

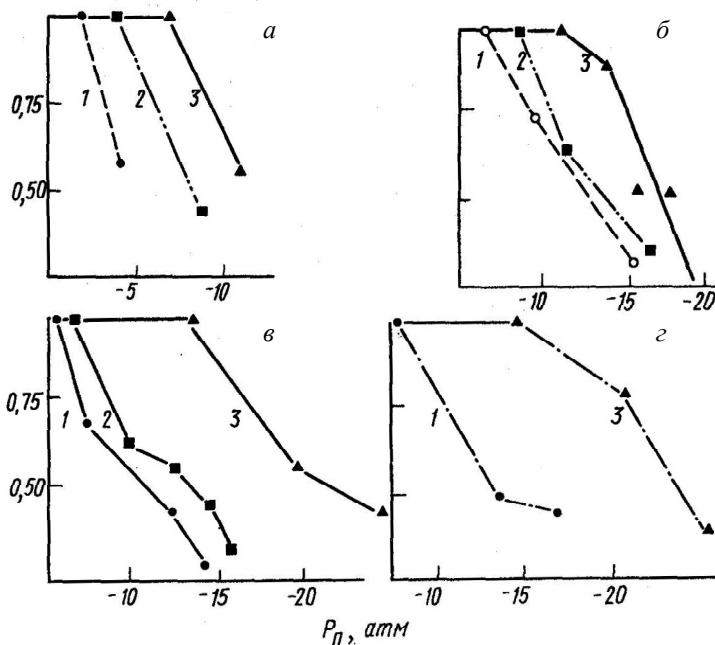


Рис. 4.27. Зависимость относительной транспирации ( $\frac{T}{T_0}$ ) от давления почвенной влаги ( $P_n$ ) при различной потенциальной транспирации ( $T_0$ , мм вод. сл./сут: 1 — 11,5; 2 — 8; 3 — 3,5). Вегетационный опыт. Почвы: дерново-степная песчаная («песок»), черноземовидная супесчаная («супесь»), черноземовидная суглинистая («суглинок»). *а* — томаты, песок; *б* — томаты, суглинок; *в* — подсолнечник, суглинок; *г* — житняк, суглинок

Подсолнечник также обнаруживает устойчивое снижение  $P_{кр}$  при уменьшении  $T_0$  на всех почвах, причем в ряде случаев различия достигают 5—8 атм.

Не являются исключением из этого ряда фасоль и житняк. Их транспирация также начинает снижаться при гораздо более низком давлении почвенной влаги и условиях пониженной испаряемости.

Таким образом, подавляющее большинство опытов с разными по степени гигро- и ксерофитности растениями и на различных почвах обнаружило значительное снижение  $\frac{T}{T_0}$  при фиксированном  $P_n$  по мере увеличения испаряемости.

Таблица 4.2

**Критическое давление почвенной влаги (атм)  
под различными культурами на различных почвах  
при испаряемости 3,5 (1) и 11,5 мм (2) вод. сл./сут. Вегетационный опыт**

Культура	Почва	1	2	2 – 1
Салат	Суглинок	$\frac{-8}{-0,2}$	$\frac{-4}{-0,05}$	$\frac{4}{0,15}$
Томаты	Песок	$\frac{-8}{-0,35}$	$\frac{-2}{-0,07}$	$\frac{6}{0,28}$
	Супесь	$\frac{-9}{-0,3}$	$\frac{-4}{-0,5}$	$\frac{5}{0,2}$
	Суглинок	$\frac{-11}{-0,3}$	$\frac{-6}{-0,1}$	$\frac{5}{3,2}$
Фасоль	Песок	$\frac{-8}{-0,4}$	$\frac{-2}{-0,07}$	$\frac{6}{0,33}$
	Супесь	$\frac{-12}{-0,5}$	$\frac{-7}{-0,2}$	$\frac{5}{0,3}$
	Суглинок	$\frac{-14}{-0,6}$	$\frac{-9}{-0,2}$	$\frac{5}{0,4}$
Подсолнечник	Песок	$\frac{-4}{-0,3}$	$\frac{-2}{-0,07}$	$\frac{2}{0,23}$
	Супесь	$\frac{-10}{-0,4}$	$\frac{-4}{-0,1}$	$\frac{6}{0,3}$
	Суглинок	$\frac{-14}{-0,6}$	$\frac{-6}{-0,1}$	$\frac{8}{0,5}$
Житняк	Песок	$\frac{-12}{-0,6}$	$\frac{-5}{-0,3}$	$\frac{7}{0,3}$
	Супесь	$\frac{-11}{-0,5}$	$\frac{-6}{-0,2}$	$\frac{5}{0,3}$
	Суглинок	$\frac{-14}{-0,6}$	$\frac{-7}{-0,2}$	$\frac{7}{0,4}$
Среднее		$\frac{-10}{-0,44}$	$\frac{-5}{-0,14}$	$\frac{5}{0,3}$
Примечание: в числителе дробей — полное давление почвенной влаги, в знаменателе — капиллярное.				

Различия между полным  $P_{кр}$  при низкой и высокой  $T$  для разных случаев колеблются от 2 до 9 атм, в среднем  $5,3 \pm 0,3$  атм, для капиллярного  $P_{кр}$  различия составляют 0,15—0,5 атм, в среднем — 0,3 атм. Следовательно, в среднем при увеличении  $T$  на 1 мм вод. сл./сут полное  $P_{кр}$  увеличивается на 0,7 атм, капиллярное — на 0,04 атм.

## Модель влагопотребления растений

Существуют эмпирико-статистические и функционально-физические модели влагопотребления растений. В первом случае рассматриваются, не вникая особенно глубоко в физическую и физиологическую природу процессов, статистически достоверные зависимости между различными почвенно-гидрологическими и метеорологическими параметрами (между динамикой запаса влаги в почве, температурой, влажностью воздуха и т.п.). Для построения таких моделей, как правило, используются обширные массивы данных за длительный срок для обширных территорий. Эти модели позволяют проводить прогностические расчеты с хорошей точностью лишь в пределах исследованного диапазона условий. Но, к сожалению, нет гарантии, что они будут удовлетворительно выполнять свою функцию на других территориях и в случае экстремальных, не встречавшихся до этого времени комбинаций внешних условий.

Применимость этих моделей для малых объектов (например, для отдельного сельскохозяйственного поля) и коротких периодов времени (менее декады) в принципе вызывает сомнение.

Функционально-физические модели описывают потоки влаги в различных звеньях системы почва—растение—атмосфера в виде системы дифференциальных и интегральных уравнений. Такие модели довольно громоздки, требуют знания величин многочисленных трудно определяемых коэффициентов и поэтому могут быть в настоящее время решены численным методом лишь для сравнительно простых объектов (движение воды в почве без растений, движение воды из почвы к отдельному корню при постоянной сосущей силе корня, движение воды по растению при постоянной его влагопроводности, движение воды из почвы к корневой системе правильной геометрической формы и т.п.). К функционально-физическим моделям относятся разработки С.В. Нерпина и А.Ф. Чудновского [9].

Более сложные случаи с трудом поддаются даже очень приближительным расчетам. Этот подход не удастся пока использо-



вать и для обширных районов с широким спектром природных условий, т.к. изменение условий на границах однородных участков также сопряжено с чрезвычайно громоздкими вычислениями.

Признавая высокую полезность моделей 1-го типа для прогнозирования водного режима больших территорий и 2-го — для более глубокого понимания физической сущности элементарных процессов, протекающих в биогеоценозе, необходимо все же отметить, что практика интенсивного использования территории наиболее сильно нуждается сейчас в прогностических моделях для территорий среднего размера (отдельных полей площадью около 1 км<sup>2</sup>) и коротких (от суток до декады) периодов времени. Для таких объектов трудно применить как статистический, так и функционально-физический подходы в их «чистом» виде. В этом случае приходится подбирать некую промежуточную форму модели, использующую функционально-физический подход при выборе основных параметров и устойчивых соотношений между ними («критериев подобия» объектов) и статистический подход при оценке вероятности выполнения этих соотношений. По такому пути в последнее время идет большинство почвоведов и гидрологов, изучающих водный режим почв [2; 14].

При всех различиях между вариантами моделей этого типа, все они имеют общую черту — «полуэмпиричность». Многие из них учитывают метеорологическую обстановку через потенциальную эвапотранспирацию (или испаряемость), которая определяется различными методами: рассчитывается по тепловому или радиационному балансу, по формулам Торнтюэйта, Пенмана, Иванова и др. или измеряется экспериментально при помощи водных или почвенных испарителей.

Как правило, в этих формулах оценивается состояние почвенной влаги или по ее содержанию (с учетом недоступной влаги), или по полному и капиллярному давлению почвенной влаги, однако вид почвы по гранулометрическому составу обычно специально не рассматривается.

Почти всегда учитывается плотность растительного покрова, но в большинстве моделей не уделяется должное внимание строению корневых систем и влиянию испаряемости на относительную транспирацию. Редко учитываются биологические особенности растений; если их принадлежность к тому или иному экотипу иногда и принимается во внимание, то возрастные изменения и влия-

ние условий выращивания не учитываются. Эти обстоятельства, конечно, снижают прогностическую ценность моделей.

Приведенные в данной работе экспериментальные данные о роли строения корневых систем, испаряемости, экологического типа растений, их возраста и условий выращивания, а также вида почв по гранулометрическому составу позволяют ввести все эти факторы в модель влагопотребления растений.

Успешное применение модели предполагает некоторую минимальную однородность объекта. Во-первых, все растения на рассматриваемом объекте должны принадлежать к одному экотипу по отношению к водному режиму (гигрофиты, мезофиты или ксерофиты); во-вторых, плотность растительного покрова не должна варьировать по площади больше, чем на 0,2—0,3; в-третьих, строение почвенного профиля (горизонты и их гранулометрический состав) должно быть однотипным в пределах исследуемой площади, как и строение корневых систем за принятый промежуток времени.

Процедура использования модели (алгоритм расчетов) включает следующие операции.

1. А. Если более 70% корней сосредоточено в 20—30-сантиметровом слое почвы:

1) По данным метеорологического прогноза определяется испаряемость (потенциальная эвапотранспирация —  $T_0$ ) за нужный период времени и в соответствии с ее величиной выбирается нужный вид зависимости  $\frac{T}{T_0}$  от  $P_{\text{п}}$  для данного экотипа растений, определенной в условиях вегетационного опыта в малых сосудах.

2) В случае несомкнутого растительного покрова определяется степень покрытия поверхности (с.п.) и  $T_0$  принимается равной испаряемости, умноженной на с.п.

3) Определяется преобладающий по гранулометрическому составу вид почвы и в зависимость  $\frac{T}{T_0}$  от  $P_{\text{п}}$  вносятся коррективы в соответствии с приведенными выше данными.

4) Вносятся поправки в зависимость  $\frac{T}{T_0}$  от  $P_{\text{п}}$  с учетом возраста (фаз развития) растений.

5) Аналогично учитывается влияние условий предшествующего периода жизни растений.

б) С учетом выбранной зависимости  $\frac{T}{T_0}$  от  $P_n$  рассчитывается

$T$  за выбранный расчетный период времени (обычно не более 1 сут). Транспирированная влага вычитается из начального запаса влаги в корнеобитаемом слое и определяются влажность и соответствующее значение  $P_n$  для следующего расчетного периода времени, после чего расчеты повторяются до тех пор, пока не будет израсходована вся доступная растениям влага.

Б. Если корневая система рассредоточена по профилю глубже 20—30 см, то расчеты ведутся отдельно для каждого слоя (горизонта) почвы, содержащего корней не более 20% суммарного их количества во всем корнеобитаемом слое. Расчеты расхода влаги для каждого слоя проводятся на основании зависимости между удельным относительным расходом влаги и  $P_n$  с учетом пропорциональности между расходом влаги и концентрацией корней и корректирующих поправок (1.А, п. 1—5).

2. Параллельно конечно-разностным методом рассчитывается поток влаги в почве, вызванный градиентом  $P_n$ , и результаты расчета суммируются с результатами расчета  $T$  для каждого периода времени.

3. Если в течение расчетного периода в почву поступает вода из грунтовых вод или с поверхности (полив, осадки), то поток ее рассчитывается аналитическим или конечно-разностным методом.

При выпадении малого количества осадков в течение короткого периода времени (например, менее 50 мм в течение 10 сут) на сухую (при влажности менее 70% полевой влагоемкости или при  $P_n$  ниже  $-10$  атм) почву, промоченный слой, влажность которого близка к полевой влагоемкости, обычно резко отграничен от нижележащей сухой почвы, и в этом случае можно приближенно считать, что транспирация и испарение происходят только из него со скоростью, равной  $T_0$ , пока не будет израсходована вся поступившая в почву вода.

## **Режим давления влаги в почвах различных биоклиматических зон**

В предыдущих разделах были обсуждены варианты моделей водопотребления растений на уровне одночленной популяции. Однако в природных условиях, особенно в лесных биогеоценозах,

складываются сложные, многочленные растительные комплексы, причем разные их компоненты могут существенно отличаться по экологическим свойствам.

Точно рассчитать водный режим таких биогеоценозов пока еще нельзя. Однако термодинамический подход с учетом обнаруженных зависимостей позволяет провести подробный анализ сложных ситуаций и более точно оценить доступность почвенной влаги для растений, чем это позволяют сделать данные о динамике влажности почв. В качестве иллюстрации ниже приводятся результаты анализа динамики полного давления влаги в почвах под лесными насаждениями в различных биоклиматических зонах [16]. По этим данным можно приблизительно определить и доступность почвенной влаги растениям. Для этого на основании соотношения давления влаги в почвах и листьях древесных пород и скорости расхода почвенной влаги были приняты следующие границы категорий влаги по ее доступности растениям (табл. 4.3).

Таблица 4.3

#### Границы категорий влаги по ее доступности растениям

Зона	Полное давление почвенной влаги (атм) в интервале		
	легкодоступной	среднедоступной	труднодоступной
Лесная	0 — -3	-3 — -8	-8 — -20
Лесостепная и степная	0 — -5	-5 — -10	-10 — -25
Полупустынная	0 — -7	-7 — -12	-12 — -30
Пустынная	0 — -9	-9 — -14	-14 — -35

При определении этих границ учитывалась специфика биоклиматических зон. Во-первых, в почвах северных, таежных районов при одном и том же полном давлении роль поверхностного (капиллярного) давления гораздо выше, чем в почвах южных, степных и пустынных районов. Это приводит к более низкой влагопроводности почв и, следовательно, к значительному снижению доступности влаги растениям. Во-вторых, следует учитывать и большую приспособленность растений южных, засушливых зон к потреблению влаги в условиях ее малого содержания и, следовательно, низкого полного давления. Поэтому границы категорий влаги по доступности были соответственно скорректированы.

## Подзона южной тайги

Исследования проводились в Ярославской области в двух типах леса: ельнике кислично-папоротниковом и ельнике-черничнике. Исследованные участки расположены на пологоволнистом плато, сложенном моренными валунными суглинками, прикрытыми плащом наносов, более легких по гранулометрическому составу (супесь — легкий суглинок), мощностью 50—70 см. Выравненный рельеф и низкая водопроницаемость суглинистой морены приводят к стоянию верховодки в пределах почвенного профиля в течение первой половины вегетационного периода. Этому способствует и влажный климат: среднее многолетнее количество осадков — около 600 мм, испаряемость — около 500 мм, индекс увлажненности, следовательно, равен  $600 : 500 = 1,2$ , что свидетельствует о некоторой избыточности увлажнения.

Ельник кислично-папоротниковый произрастает на дерново-подзолистой почве. Подстилка достигает толщины 4 см, горизонт *A1* хорошо выражен, мощность его 14 см. Глубже залегают горизонты: *A2* (14—24 см), иллювиальный *B* (24—76 см) и морена (76—110 см и глубже).

Под ельником-черничником развит подзол. Горизонт *A2* лежит непосредственно под подстилкой, до глубины 20 см. Глубже следует иллювиальный горизонт и морена (от 70 см и глубже).

Водный режим изучался и на участках, где путем обрезки по периметру этих участков были удалены корни деревьев, а также на лесосеках.

При пересчете данных пришлось столкнуться с осложняющим обстоятельством: почва из иллювиальных горизонтов и морены при увлажнении в лабораторных условиях набухала гораздо сильнее, чем в условиях естественного залегания. Как уже указывалось, в естественных условиях набухание ограничено давлением лежащей выше толщи, наличием защемленного воздуха, низкой влагопроводностью почвы. В лабораторных условиях набухание достигало 15—20% объема почвы, что делало необходимым введение соответствующей поправки. Результаты пересчетов показали, что в 1959 г. в почве под ельником папоротниковым до середины июня давление влаги (*P*) было выше  $-0,5$  атм, что связано с поднятием уровня верховодки, вызванным обильными осадками. Лишь в августе уровень верховодки опустился глубже 60 см, и в почвенном профиле установилось *P* ниже  $-1$ , а в сентябре ниже  $-2$  атм. На уча-

стке с обрезанными корнями  $P$  выше  $-0,5$  атм удерживалось, как и на лесосеке, до конца июля. На обоих участках  $P$  не снижалось даже до  $-2$  атм.

В 1960 г., более сухом,  $P$  упало ниже  $-0,5$  атм на всех участках уже к июню и до  $-1$  атм в июле. Под естественным насаждением в июле—августе оно снижалось даже до  $-6,5$  атм в верхнем горизонте. В сентябре после большого количества дождей  $P$  вновь повысилось до  $-0,5$  атм.

Лето 1961 г. было особенно влажным, и  $P$  на всех участках не составляло даже  $-1$  атм.

Довольно близкая ситуация наблюдалась и в ельнике-черничнике. В 1959 г. как на естественном участке, так и на участке с обрезанными корнями  $P$  не снижалось до  $-2$  атм, и даже  $-1$  атм отмечалось лишь в августе. В 1960 г. уже в июле в большей части профиля  $P$  снизилось до  $-1$  атм, в августе на естественном участке — до  $-5$  атм. В 1961 г. оно нигде не равнялось  $-2$  атм.

Таким образом, в еловых лесах южной тайги в течение всех трех вегетационных периодов в почве присутствовала легкодоступная влага. Более того, в течение значительной части вегетационного периода почвы оказываются в состоянии переувлажнения, и наступающее в связи с этим недостаточное снабжение корней кислородом не только препятствует развитию корневой системы в средних и глубоких горизонтах почвенного профиля, но даже вызывает отмирание имеющихся корней. Следовательно, для улучшения условий произрастания леса нужны мероприятия по сбросу верховодки, чтобы снизить давление почвенной влаги в течение первой половины вегетационного периода по крайней мере на  $1-2$  атм.

Отсутствие существенных различий в режиме давления влаги на участках с ненарушенными естественными условиями, на участках с обрезанными корнями и на лесосеках свидетельствует о том, что при высоком увлажнении транспирация древостоя приближается по величине к транспирации травянистой и кустарничковой растительности, а также к физическому испарению с поверхности почвы.

Это объясняется, по-видимому, очень малой мощностью корнеобитаемой зоны и высокой влажностью поверхностных слоев почвы. Так, в ельнике папоротниковом 87% корней расположено в слое  $0-20$  см, в черничнике в этом слое распределено 97% сосущих корней.

## Подзона хвойно-широколиственных лесов

В подзоне хвойно-широколиственных лесов исследования проводились в Московской области — на почвах дерново-подзолистых суглинистых, под еловым, дубовым и липовым лесом, и в Серебряноборском лесничестве — на ненасыщенных почвах, близких к бурым, развитых на двучленных по механическому составу материнских породах под липово-дубовым лесом и на песчаных бурых оподзоленных почвах под сосняком сложным.

Среднее многолетнее количество осадков в этой подзоне — 550 мм, испаряемость также около 550 мм, индекс увлажненности равен, следовательно, единице, что свидетельствует о достаточной в целом увлажненности.

Территория имеет увалисто-равнинный рельеф. Водораздельные возвышенности, на которых расположены исследованные участки, сглажены и хорошо дренированы балочной сетью. Материнские породы представлены пылеватыми безвалунными покровными тяжелыми суглинками мощностью от 0,5 до 10 м. Грунтовые воды залегают глубоко, верховодка выше 1,5 м не поднимается. Характеристика почвенного покрова и данные о динамике влажности, использованные для пересчета на давление влаги, опубликованы в 1964 г. (С.В. Зонн и Е.А. Кузьмина). Почвы под еловым, дубовым и липовым лесами дерново-подзолистые, тяжело-суглинистые. Горизонт *A1* имеет мощность 8—11 см. Нижняя граница подзолистого горизонта располагается на глубине 20—30 см, цвет его белесовато-палевый. Иллювиальный горизонт прослеживается до глубины около 110 см, а затем переходит в материнскую породу, где в качестве включений встречаются щебенка, отдельные валуны и опесчаненные линзы и прослойки. Глубина залегания морены, подстилающей толщу покровного суглинка, сильно варьирует: от 0,2 до 1,5 м и более, что затрудняет анализ динамики давления влаги.

Все три типа леса весьма близки по режиму давления влаги. В 1957 г. *P* по профилю колеблется в мае в пределах  $-1$  —  $-2$  атм, в июне—июле от  $-1,5$  до  $-3$  атм, в августе снижается до  $-3$  —  $-5$  атм. Наиболее низкие значения отмечаются в слоях 0—10 и 40—100 см. В поверхностном слое это вызвано, конечно, интенсивной транспирацией древостоя, травянистой растительности и физическим испарением с поверхности почвы, в более же глубоких слоях — тем, что

туда не проникают летние осадки, периодически повышающие давление в слое 0—40 см.

Аналогичная ситуация отмечена и в 1958 г. Итак, в течение двух вегетационных периодов, которые по метеорологическим условиям близки к средним многолетним, в почвах под различными древесными породами всегда содержалась легкодоступная влага. Лишь в отдельные сроки глубже 80 см  $P$  оказывалось низким (до  $-10$  атм), однако эти данные не принимались во внимание, т.к. они, несомненно, сильно занижены: в местах закладки буровых скважин близко к поверхности подходила морена. Характеристика же почвенной влаги определялась для основного фона — покровного суглинка.

Динамика давления влаги изучалась и в более легких по гранулометрическому составу почвах (бурых ненасыщенных) под липо-дубняком, развитых на двучленных материнских породах (моренная толща перекрыта супесчаным слоем мощностью 0,5—0,8 м), в 1960 г. До июня  $P$  в метровом профиле было выше  $-0,5$  атм, в мае и начале июня здесь еще стояла верховодка. В июле и августе, отличавшихся повышенной сухостью,  $P$  снизилось до  $-5$  —  $-8$  атм в верхнем 40-сантиметровом слое и до  $-2$  —  $-3$  атм в слое 40—80 см. В то же время в подстилающей суглинистой толще оно не опускалось ниже  $-3$  атм. Это связано, видимо, с тем, что верховодка, удерживающаяся на поверхности морены в мае и начале июня, препятствует развитию корней в этой толще, а капиллярному поднятию влаги мешают прослойки супесчаного материала, залегающие на глубине 50—70 см.

В глубоких песчаных почвах под сосняком сложным верховодка отсутствует, т.к. талые и дождевые воды беспрепятственно фильтруются вглубь. Поэтому уже в начале июля в верхних горизонтах  $P$  снизилось до  $-3$  —  $-5$  атм и ниже. В более глубоких горизонтах оно не падало ниже  $-2$  атм и благодаря присутствию легкодоступной влаги на этой глубине, где содержание корней было еще более или менее значительным, древостой смог перенести засушливый период без сколько-нибудь заметных нарушений физиологических процессов. Таким образом, в зоне смешанных лесов для водного режима почв различного гранулометрического состава характерно постоянное наличие легкодоступной влаги. Ее нет в отдельные сроки лишь в самом верхнем горизонте. Увлажненность почв под лесом в целом следует считать достаточной.



## Южная часть лесостепной зоны

Исследования проводились в Теллермановском опытном лесничестве близ г. Борисоглебск. Лесной массив находится вблизи границы лесостепной и степной зон, поэтому в нем распространены темно-серые почвы, а за пределами массива — выщелоченные черноземы. Средняя многолетняя сумма осадков за год — 460 мм, испаряемость — 560 мм, следовательно, индекс увлажненности 0,8, что свидетельствует об удовлетворительной общей увлажненности. Наблюдения охватили дубовый лес на темно-серой осолодело-солонцеватой почве и дубово-ясеневый лес на темно-серой почве. Для сравнения рассматривался также участок пара, расположенный среди леса. Гранулометрический состав темно-серых почв однороден по всему профилю. Горизонт *A* простирается до глубины 40 см, иллювиальный горизонт *B* — до 110 см. В горизонте *C* до глубины 150 см много карбонатов, выделяющихся в виде пятен и конкреций.

Для темно-серых осолодело-солонцеватых почв характерен профиль, горизонты которого очень резко различаются по химическим и физическим свойствам. Горизонт *A1*, мощностью 10 см, имеет зернистую структуру, как и в темно-серой почве. Но глубже следует горизонт *A2*, осолоделый, мощностью около 8 см. Он резко отграничивается от солонцеватых горизонтов *B1*, *B2* и *B3* — слитных, уплотненных, вязких. На глубине около 90 см начинается горизонт *C1*, обогащенный карбонатами и сульфатами (в нижней части).

Данные о динамике давления влаги в темно-серой почве под 170-летним лесом относятся к 1947—1952 гг. В засушливом 1947 г. уже в самом начале июня по всему 1,5-метровому профилю устанавливается  $P = -5$  атм, что свидетельствует об отсутствии легкодоступной влаги. К середине июня оно снижается до  $-10$  атм, к августу — до  $-20$  атм. В этот период древостой был вынужден довольствоваться лишь труднодоступной влагой, пока в середине августа  $P$  не повысилось до  $-10$  атм.

В 1948 г., несколько более влажном,  $P$  по 1,5-метровому профилю в среднем снизилось до  $-5$  атм к середине июня, до  $-10$  атм — в июле, лишь в верхнем 40-сантиметровом слое отмечалось  $-20$  атм.

Наиболее влажной почва была в 1949 г., когда глубже 40—60 см  $P$  составляло не менее  $-10$  атм, а в верхнем горизонте — не

менее  $-15$  —  $-18$  атм. 1950 и 1951 гг. напоминали 1948 г, а 1952 г. был вновь сухим, почти как 1947 г., причем к концу августа во всем профиле установилось  $P = -20$  атм.

Таким образом, для темно-серых почв под дубово-ясеневыми массивами характерна периодически недостаточная увлажненность. Из шести лет один год отличался достаточной увлажненностью, когда в почве в течение всего вегетационного периода присутствовала средnedоступная влага, три года — достаточной увлажненностью в течение большей части вегетационного периода, и два года были явно засушливыми, поскольку в конце вегетационного периода в почве оставалось очень мало даже труднодоступной влаги.

Режим давления под дубово-ясеневым лесом 40—60-летнего возраста практически не отличается от описанного, несмотря на разницу в возрасте древостоя. Напротив, в темно-серой осолодело-солонцеватой почве под дубняком верхние горизонты в течение вегетационных периодов 1950—1952 гг. не содержали легко- и средnedоступной влаги.  $P$  колебалось здесь в пределах  $-20$  —  $-50$  атм, в слое 0—10 см часто достигая даже  $-100$  атм. Глубже 40 см оно не опускалось ниже  $-15$  атм, но и не поднималось выше  $-5$  атм. Это вызвано тем, что, в отличие от темно-серых почв, где корни проникают на большую глубину, здесь солонцеватые горизонты препятствуют распространению корневых систем вглубь, и влага, запасенная в глубоких слоях почвы, не может полностью использоваться деревьями. Солонцеватые горизонты не позволяют также просачиваться вглубь талым водам и летним осадкам, а восходящее передвижение влаги в этих горизонтах происходит очень медленно, по тонким пленкам «связанной» воды. В целом режим увлажнения этих почв следует считать недостаточным.

Совершенно иная картина, как и следовало ожидать, наблюдается на участке под паром. Здесь в течение 1950 г. глубже 50 см  $P$  не падало ниже  $-2$  атм, а в слое 20—50 см — ниже  $-5$  атм. Лишь в верхнем горизонте в июле—августе оно достигло  $-10$  атм. Следовательно, передвижение влаги из глубинных горизонтов к испаряющей поверхности было слишком медленным, чтобы вызвать потерю легко- и средnedоступной влаги, несмотря на значительный вертикальный градиент давления влаги. Лишь глубоко проникающая корневая система древесных пород может обеспечить полное использование запасов почвенной влаги. Но даже и под

древесной растительностью потребление влаги из глубоких горизонтов происходит медленнее, чем из верхних, где корневая система развита гораздо мощнее. Относительная скорость расхода из разных горизонтов может меняться в зависимости от глубины промачивания почвы и погоды в течение вегетационного периода. Так, в темно-серой почве в 1951 г. давление по профилю было почти одинаковым — изобары на графике располагались вертикально. В 1948 г., напротив, в середине июля на глубине 1,5 м оно равнялось  $-5$  атм, у поверхности достигло  $-20$  атм.

### Степная зона

Изучались насаждения, входящие в состав Деркульской лесной опытной станции Луганской обл. Основным объектом наблюдений был дубово-ясеневый массив посадки 1935 г., расположенный между лесными полосами из тех же пород посадки 1903 г. Наряду с основным объектом наблюдения проведены на участках, где были вырублены все породы, кроме дуба. Массив расположен на водораздельной территории, почвенный покров однороден, представлен маломощными суглинистыми черноземами. Горизонт *A* этих почв темно-серый, хорошо оструктуренный, мощностью около 0,5 м. Материнская порода — лессовидный суглинок.

Среднее годовое количество осадков — 420 мм, испаряемость — около 720 мм, показатель увлажнения — 0,6, что свидетельствует о недостаточной влажности климата этой зоны. Из четырех лет наблюдений два года (1953 и 1955) были более влажными, два (1954 и 1956) — сухими. Во влажные годы происходило глубокое весеннее промачивание почв (свыше 2 м), в результате чего в двухметровом профиле давление влаги повышалось до  $-1$  —  $-2$  атм. Однако в июле—августе в почвах под дубово-ясеневым массивом, вследствие энергичного потребления влаги деревьями, корневая система которых распространяется на глубину нескольких метров, *P* снижается до  $-10$ , а потом и до  $-20$  атм, сначала в поверхностных, а затем и в более глубоких горизонтах. В слое 10—20 см оно падало даже до  $-50$  —  $-80$  атм.

В более сухие годы весеннее промачивание ограничивалось глубиной 1,0—1,3 м. Вследствие малых запасов влаги доступная влага потреблялась очень быстро, и в 1954 г. уже к середине июня *P* упало в верхнем метровом слое до  $-5$ , затем  $-10$ , а к августу до  $-20$  атм. Глубже 1 м так и не поднималось выше  $-15$  атм. В 1956 г. благодаря значительным летним осадкам *P* выше  $-5$  атм сохраня-

лось в поверхностном горизонте в течение июня и даже июля. Но глубже 1,5 м уже к июлю оно упало до  $-20$  атм. Любопытно, что в то время как в годы с глубоким весенним промачиванием давление в поверхностных горизонтах падает быстрее вследствие большей насыщенности их корнями и физического испарения, в годы с мелким промачиванием происходит своеобразная инверсия, а именно: в глубоких горизонтах давление падает скорее, чем в поверхностных, особенно при обильных летних осадках.

Для улучшения водного режима насаждений в 1952 г. было проведено интенсивное прореживание путем вырубki всего ясеня и акации. На следующий год после прореживания режим давления очень сильно отличался от режима на контрольном участке в массиве. В 1953 г. в течение всего вегетационного периода на глубине 1,5—2 м  $P$  было не ниже  $-5$  атм,  $-20$  атм отмечалось только до глубины 40 см, и то лишь в августе—сентябре, а глубже  $P$  сохранялось в пределах  $-10$  —  $-20$  атм. Таким образом, на второй год после прореживания в течение всего периода вегетации в двухметровой толще присутствовала легко- и среднедоступная влага. Это обусловлено, несомненно, тем, что корневая система дуба еще не успела «освоить» весь объем почвы, освободившийся после прореживания, кроме того, и степень сомкнутости крон была низкой — всего 0,4. Поэтому транспирационные расходы древостоя были в 2—2,5 раза ниже, чем на контрольном участке. Довольно быстрое понижение давления в поверхностных слоях объясняется более энергичным, чем на контрольном участке, физическим испарением влаги с поверхности почвы и транспирацией травянистой растительности, развившейся после осветления леса. В 1954 г., более засушливом, режим давления уже меньше отличался от контрольного участка, хотя и здесь понижение  $P$  до  $-5$ ,  $-10$ ,  $-20$  атм наступило позже, чем на контрольном участке. В 1955 г. разница в сроках понижения  $P$  до  $-5$  и  $-10$  атм была небольшой, но зато  $-20$  атм отмечалось на прореженном участке лишь до глубины 40 см, в непрореженном же массиве — до 1,5 м. В 1956 г. обильные летние осадки в гораздо большем количестве проникали сквозь кроны прореженного насаждения и не допускали снижения до  $-20$  атм, как это произошло на контрольном участке.

Специфичность влияния массивных лесных насаждений на водный режим почв в степной зоне, заключающаяся в иссушении мощной почвенной толщи, очень наглядно вырисовывается при

сравнении динамики давления влаги в почвах под массивными насаждениями, лесополосами, озимой пшеницей, а также в почвах целинной степи в 1950 г., довольно засушливом. В то время как под массивными лесонасаждениями  $P = -20$  атм установилось в основной части профиля уже в июне — начале июля, под 47-летней полосой того же состава оно отмечено лишь в августе. Это объясняется, конечно, тем, что лесополосы имеют дополнительный источник влаги — снегонакопление и, кроме того, могут потреблять влагу из глубоких горизонтов межполосных пространств.

Совершенно иначе складывается режим давления влаги в почвах целинной степи и в поле озимой пшеницы. Вследствие относительно неглубокого распространения корневой системы травянистых растений, глубже 1 м  $P$  никогда не падает ниже  $-10$  атм на целине и  $-5$  атм под пшеницей.  $P = -20$  атм распространяется лишь до глубины 50 см, но зато поверхность почвы пересыхает гораздо сильнее, чем в лесу —  $P$  временами опускается до  $-50$  атм. Значительные запасы легко- и средnedоступной влаги сохраняются в глубоких слоях благодаря тому, что при давлениях ниже  $-5$  атм подвижность почвенной влаги становится очень низкой и скорость восходящего движения влаги чрезвычайно мала, несмотря на значительный градиент давления в этом направлении [15]. В целом режим давления влаги в черноземе под лесными насаждениями свидетельствует о постоянном недостаточном увлажнении. Легко- и средnedоступная влага потребляется насаждениями, как правило, уже в первой половине вегетационного периода, во второй половине его древостой вынужден довольствоваться скудными запасами труднодоступной влаги, которые еще сохранились в глубоких горизонтах.

### **Подзона сухой степи**

Наблюдения проводились на трассе государственной лесной полосы, проходящей вдоль р. Урал, на Уральском стационаре Лаборатории лесоведения. Климатические условия отличаются засушливостью: среднегодовое количество осадков — 270 мм, испаряемость — около 830 мм, индекс увлажненности — 0,33.

Рельеф в районе исследований равнинный, почвы темно-каштановые суглинистые. Верхний горизонт несколько легче по гранулометрическому составу. Мощность горизонта  $A$  обычно не превышает 25 см, горизонта  $B$  — 40 см. Вскипание от  $\text{HCl}$  начинается уже в горизонте  $B$ , а на глубине около 50—70 см появляются

скопления карбонатов. Глубже 1,5 м грунт обогащен гипсом. Насаждения представляют полосы шириной по 60 м. На изучавшихся участках они состоят из дуба, вяза и акации желтой посадки 1952 г.

В 1952—1953 гг., когда степень сомкнутости крон в посадках была еще очень низкой, а корневые системы занимали лишь малую часть объема почвы, динамика давления влаги была практически такой же, как на паровом поле. Лишь в верхнем слое 10 см  $P$  падало до  $-10$  и  $-20$  атм, а глубже оно не опускалось ниже  $-5$  атм. В 1954 г., среднем по засушливости, уже начинает сказываться влияние древесных пород: к середине июня  $P$  в 1,5-метровой толще составило  $-5$  атм, к концу июня  $-10$  атм. В верхнем 20-сантиметровом слое оно достигло  $-20$  атм в июне и  $-50$  атм в июле. К началу августа до глубины 1,5 м установилось  $P$ , равное  $-20$  атм. В очень сухом 1955 г.  $P$  в большей части профиля упало до  $-20$  атм уже в начале июля, а в поверхностном слое в августе достигло рекордной величины  $-200$  атм. В 1956 г., несмотря на повышенное количество летних осадков, водный режим был столь же жестким, как и в 1955 г. Это вызвано продолжающимся быстрым ростом насаждений и соответственным увеличением испаряющей поверхности листьев и концентрации корневых систем.

Через 9—10 лет после посадки динамика влажности в трехметровой почвенной толще остается примерно такой же. Это свидетельствует о том, что уже на четвертый-пятый годы жизни насаждения такого типа довольно полно осваивают двухметровый слой почвы. В дальнейшем же происходит быстрое распространение корневых систем, достигающих большой глубины (корни вяза достигают 7 м, березы — 3,5 м), и сезонные изменения влажности прослеживаются до глубины 6 м.

Таким образом, для водного режима зоны сухой степи характерно постоянное недостаточное увлажнение почв под лесными полосами. Несмотря на ежегодное глубокое промачивание почвы тальми водами (до 1,5 м), легко- и средnedоступная влага потребляется из основной части корнеобитаемой толщи уже в первой трети вегетационного периода. Труднодоступная влага из верхнего полуметрового слоя полностью поглощается к середине вегетационного периода, и во второй половине его древостой вынужден ограничиваться небольшими запасами труднодоступной влаги из более глубоких слоев. Существует опасность, что после того, как

корневая система пород, составляющих полосы, достигнет максимально возможной для этих пород глубины и исчерпает вековые запасы влаги, накопившиеся на этой глубине, водоснабжение насаждений сильно ухудшится.

### **Зона полупустыни**

В зоне полупустыни исследования также проводились на трассе государственной полосы, на Джаныбекском стационаре, расположенном в Прикаспийской низменности (Западно-Казахстанская обл.).

По климатическим условиям этот район наиболее суров: осадков — 280 мм, испаряемость — около 900 мм, индекс увлажненности, следовательно, всего лишь 0,31. В почвенном покрове основной фон составляют солонцы солончаковатые, светло-каштановые солонцеватые почвы и темноцветные черноземовидные почвы больших педин. Все почвы суглинистые. Верхний 10-сантиметровый горизонт солончаковатых солонцов носит название надсолонцового. Глубже идет глыбистый солонцовый горизонт мощностью около 20 см, под ним — первый подсолонцовый засоленный горизонт розовато-бурого цвета, с пескообразной структурой. Этот горизонт содержит большое количество гипса и сульфата натрия, мощностью приблизительно 50 см. Второй подсолонцовый засоленный горизонт мощностью 60—70 см имеет палево-бурю окраску и значительно более высокую плотность (1,5). Глубже 150 см — еще несколько горизонтов с различным содержанием солей и различным их составом, которые на глубине 6 м переходят в материнскую породу. Глубина засоленных грунтовых вод 5—7 м. Перед посадкой культур солонцы подверглись плантажной вспашке на глубину 40 см, были также проведены мероприятия по дополнительному накоплению снега. В результате из верхних горизонтов было вымыто большое количество солей, и физические свойства почв улучшились, что дало основание называть их мелиорированными солонцами. Лесопосадки на мелиорированных солонцах представляют собой полосы шириной 3—9 м, состоящие из 3—7 рядов различных древесных пород, главным образом вяза мелколистного, ясеня пенсильванского, лоха узколистного. Расстояние между полосами 6—12 м. Описываемый в данной работе участок расположен в вязовом насаждении, произрастающем на мелиорированном солонце. Другой участок — целинный солонец под травянистой растительностью.

Темноцветные черноземовидные почвы больших педин промыты от легкорастворимых солей. Гумусовый горизонт, мощ-

ностью около 40 см, темно-серый, структурный переходит в тяжелоуглинистый оглиненный горизонт коричневого цвета, с призматической структурой, нижняя граница которого проходит на глубине 70—80 см. Ниже залегает иллювиально-карбонатный горизонт, переходящий на глубине более 2 м в материнскую породу — плотный карбонатный суглинок. На этих почвах на территории дендропарка расположен третий объект наблюдений — насаждения вяза площадью 50×50 м<sup>2</sup>.

Режим давления влаги в целинном солончаковатом солонце весьма своеобразен. Его отличительная черта — наличие двух минимумов давления в почвенном профиле. Первый минимум — около поверхности, пересыхающей уже в самом начале вегетационного периода до  $P = -100$  атм и ниже. Второй — на глубине 40—70 см, в горизонте наиболее высокой концентрации солей. В горизонте 10—40 см  $P$ , хотя и на очень короткий период, повышается до  $-10$  атм, в зоне второго минимума оно никогда не поднимается выше  $-100$  атм, а в период наибольшего пересыхания почвы (июль—октябрь) падает до  $-200$  атм. Вызвано это тем, что весеннее промачивание почвы ограничивается слоем 0—40 см. Глубже 70 см  $P$  постепенно повышается, достигая в слое 1,0—1,5 м устойчивой величины  $-30$  —  $-50$  атм. Описанная картина неизменно повторялась в течение 1953—1955 гг. и, по-видимому, вполне типична для данных почв. Таким образом, в солончаковатых солонцах в течение лишь одного месяца (редко двух) имеется доступная влага. Все остальное время даже труднодоступная влага появляется спорадически, в периоды выпадения дождей. Режим увлажнения почв в этих условиях оказывается постоянно резко недостаточным. Ясно, что в таких условиях древесные растения существовать не могут.

На мелиорированных солонцах под вязовыми насаждениями режим давления складывался несколько более благоприятно. В 1960 и 1961 гг. в верхнем метровом слое до июня  $P$  было выше  $-10$  атм, к середине июня снизилось до  $-20$  атм, в июле — до  $-30$  атм. В верхнем 30-сантиметровом слое высыхание почвы было наиболее глубоким — до  $-50$ ,  $-100$  и даже  $-200$  атм. Глубже 1 м сезонные колебания  $P$  постепенно затухают, и на глубине 1,5—2,0 м уже почти не улавливаются, и  $P$  принимает устойчивое значение — около  $-15$  атм. Это свидетельствует о том, что слой, откуда древесные породы черпают влагу, ограничивается, по-



видимому, глубиной около 1,5 м. Из более глубоких горизонтов, сильно засоленных, влага, если и потребляется, то лишь после того, как она передвинется в парообразной форме в корнеобитаемую зону. В целом динамика давления в мелиорированном солонце, хотя и значительно «мягче», чем и целинном, все же указывает на постоянное резко недостаточное увлажнение почвы.

В больших падинах режим давления влаги очень сильно отличается от режима в мелиорированных и, тем более, в целинных солонцах. Благодаря сдуванию снега и стоку талых вод с окружающих территорий увлажнение почв здесь гораздо выше. В 1952 г. (год посадки лесных культур) в результате сквозного весеннего промачивания во всем профиле  $P$  было выше  $-5$  атм. В течение июля и августа постепенно происходило расходование влаги, и  $P$  снижалось до  $-10$  атм в полутораметровой толще и до  $-20$  атм — в метровой. Глубже 1,5 м оно сохранялось на уровне  $-5$  —  $-3$  атм, а глубже 3 м — около  $-2$  атм. В 1953 г. весеннее промачивание также было сквозным, и скорость иссушения почвы была примерно такой же, как и в предыдущем году. Однако иссушениехватило более глубокие горизонты, и  $P = -20$  атм отмечалось уже на глубине 1,5 м,  $-10$  атм — на глубине 1,8 м и  $-5$  атм — на глубине 2 м. В 1954 и 1955 гг. промачивание весной уже не было сквозным, и  $P$  понижалось гораздо раньше, захватывая все более глубокие горизонты. Нижняя граница толщи, в которой  $P$  упало до  $-20$  атм, постепенно понижалась и к осени достигала глубины 2,0—2,5 м. Изолиния  $-10$  атм опускалась до 3,0—3,5 м. Ниже 3,5—4,0 м  $P$  не снижалось за пределы  $-2$  атм.

И прекращение сквозного промачивания, и прогрессирующее возрастание мощности толщи, из которой полностью потребляется легко- и средnedоступная влага, являются, по всей вероятности, следствием развития насаждений, увеличения их листовой массы, углубления и ветвления корневой системы. В дальнейшем, как показали исследования сотрудников Джаныбекского стационара под руководством А.А. Роде, корневая система вяза достигла капиллярной каймы над грунтовыми водами, лежащей на глубине около 3—4 м, и вяз начал потреблять воду непосредственно из грунтовых вод, обеспечив себе удовлетворительный водный режим, несмотря на сильное иссушение верхнего 2—3-метрового слоя почвы. Таким образом, по режиму давления почвенной влаги темноцветные почвы педин представляют собой интразональное явление, приближаясь в

этом отношении к почвам степной зоны, где увлажнение постоянно недостаточное (в отличие от полупустынной зоны в целом, где увлажнение почв — постоянно резко недостаточное). Однако необходимо учитывать, что запасы пресных грунтовых вод, залегающих линзами под падьнами, не слишком велики и под интенсивными лесными культурами могут в будущем истощиться. Поэтому совершенно справедлив вывод, сделанный сотрудниками стационара: лесные культуры должны занимать лишь часть площади падьн.

### **Зона пустынь**

Исследования проводились в пустыне Кызылкум (Бухарская обл.) на пролювиальной подгорной равнине. Проективное покрытие растительности составляет 30%. Растительное сообщество — боялышево-кейреуковый полынный и эфемерное и эфемероидное мелкотравье, активно развивающееся в благоприятные по метеорологическим условиям годы (снежная зима или дождливая весна). Поскольку количество осадков не превышает в среднем 100 мм в год, а испаряемость часто превышает 1000 мм (индекс увлажненности — 0,1), все растения (кроме эфемеров) характеризуются ярко выраженной ксерофитностью, позволяющей переносить крайне засушливые условия. Почва — серо-бурая, супесчаная. На глубине 30—50 см залегает слой, обогащенный кристаллическим гипсом. Плотность почвы до глубины 30 см не превышает 1,3, глубже — 1,0 т/м<sup>3</sup>. Но несмотря на низкую плотность почвы, корни глубже 30 см проникают в небольшом количестве, что, по-видимому, связано с наличием на этой глубине гипсоносного горизонта. Максимум корней находится в слое 0—7 см, где их концентрация достигает 0,10 см<sup>-2</sup>. Зависимость концентрации корней от глубины близка к обратно пропорциональной.

Хотя зимние осадки крайне незначительны, тем не менее в марте—апреле талые воды проникают (хотя и в малом количестве) до глубины 1 м. Этому способствует низкая полевая влагоемкость супесчаных почв (11—20%). В результате промачивания в среднем за 1973—1975 гг. в марте—апреле давление почвенной влаги повысилось до -9 — -14 атм, что свидетельствует о наличии во всем изученном 1-метровом слое почвы средnedоступной влаги. Однако легкодоступная влага отсутствует даже в этот ранневесенний период.

Уже в мае  $P$  упало ниже -14 атм до глубины 60 см; значит, средnedоступная влага сохранилась еще лишь глубже 60 см, а в верхнем 10-сантиметровом слое отсутствует даже труднодоступ-

ная влага. В июне средnedоступная влага имелаь лишь глyбже 80 см ( $P = -11$  атм), в слое 10—80 см присутствовала труднодоступная ( $P = -15$  —  $-25$  атм) влага. В июле даже эта категория влаги отмечена лишь глyбже 30 см, в верхнем горизонте  $P$  упало до  $-150$  атм, а средnedоступная влага совершенно отсутствует.

В августе  $P$  почти не изменяется, т.к. растения активно влагу уже почти не транспирируют, а движение влаги в почве при давлениях  $-35$  —  $-150$  атм также происходит очень медленно и лишь в парообразной форме. Крайне незначительная транспирация (не более  $0,1 T_0$ ) поддерживается за счет поглощения влаги очень редкими корнями ( $C = 0,05$ — $0,1$  см), проникшими глyбже гипсоносного слоя.

Приведенные данные о режимах давления почвенной влаги в различных зонах позволяют конкретизировать классификацию водных режимов почв, основы которой были заложены Г.Н. Высоцким и развиты А.А. Роде [10; 11].

Для этого по каждой зоне было рассчитано средневзвешенное по профилю (с учетом концентрации корней в каждом горизонте) давление почвенной влаги ( $P$ ) в течение вегетационного периода (табл. 4.4). Расчеты производились по уравнению

$$\bar{P} = \frac{P_1 C_1 + P_2 C_2 + \dots + P_k C_k}{C_1 + C_2 + \dots + C_k},$$

где  $P_1, P_2, \dots, P_k$  — значения  $P$  в горизонтах (слоях) 1, 2, ...,  $k$ ;  $C_1, C_2, \dots, C_k$  — концентрация корней в этих горизонтах.

Таблица 4.4

**Средневзвешенное по профилю полное давление почвенной влаги в различных зонах**

Зона	Индекс увлажненности	Средневзвешенное по профилю (1—1,5 м) полное давление почвенной влаги в течение вегетационного периода, атм		
		максимальное	среднее	минимальное
Тайга	1,2	-0,5	-1	-2
Лиственный лес	1,0	-2	-3	-4
Степь	0,8	-5	-12	-18
Сухая степь	0,6	-7	-22	-30
Полупустыня	0,3	-8	-24	-40
Пустыня	0,1	-10	-30	-43

Оказалось, что по мере снижения индекса увлажненности (ИУ), равного отношению суммы осадков к испаряемости,  $P$  (как средние, так и экстремальные) также закономерно снижаются. Все эти зависимости описываются уравнениями (при  $0,1 < \text{ИУ} < 1,2$ ):

$$P_{\text{ср}} = -33 + 27,5 \text{ ИУ}; \quad P_{\text{мин}} = -50 + 41,5 \text{ ИУ}; \quad P_{\text{макс}} = -10 + 0,9 \text{ ИУ}.$$

Снижение ИУ на 0,1 приводит, в среднем, к уменьшению  $P_{\text{ср}}$  на 3 атм,  $P_{\text{мин}}$  — на 4 атм,  $P_{\text{макс}}$  — на 1 атм.

## Список рекомендуемой литературы

1. Алексеев, А.М. Основные представления о водном режиме растений и его показателях // Водный режим сельскохозяйственных растений. — М. : Наука, 1969. — С. 94—112.
2. Будаговский, А.И. Испарение почвенной влаги / А.И. Будаговский. — М. : Наука, 1964. — 242 с.
3. Генкель, П.А. Устойчивость растений к засухе и пути ее повышения // Тр. ин-та физиологии растений. — Т. 5, вып. 1. — М. : Изд-во АН СССР, 1946. — 238 с.
4. Гинзбург, М.Е. Влияние испаряемости на доступность почвенной влаги для растений // Вестн. Моск. ун-та. — ( Почвоведение ). — 1975, №1. — С. 81—86.
5. Крафтс, А. Вода и ее значение в жизни растений / А. Крафтс, Г. Карриер, К. Стокинг. — М. : Иностран. лит., 1951. — 388 с.
6. Максимов, Н.А. Развитие учения о водном режиме и засухоустойчивости растений от Тимирязева до наших дней // Избр. работы по засухоустойчивости и зимостойкости растений. — М. : Изд-во АН СССР, 1952. — Т. 1. — С. 21—54.
7. Муромцев, Н.А. Влияние краткосрочных периодических почвенных засух на доступность влаги для растений и на их развитие // Вестн. Моск. ун-та. — ( Почвоведение ). — 1972, №2. — С. 83—88.
8. Муромцев, Н.А. Мелиоративная гидрофизика почв / Н.А. Муромцев. — Л. : Гидрометеиздат, 1991. — 271 с.
9. Нерпин, С.В. Энерго- и массообмен в системе растение—почва—воздух / С.В. Нерпин, А.Ф. Чудновский. — Л. : Гидрометеиздат, 1975. — 358 с.
10. Роде, А.А. Основы учения о почвенной влаге : в 2 т. / А.А. Роде. — Л. : Гидрометеиздат, 1965—1969. Т. 1. — 663 с.
11. Роде, А.А. Водный режим почв и его типы // Доклады советских почвоведов к VI Международному конгрессу почвоведов. — М. : Изд-во АН СССР, 1956. — С. 79—100.
12. Сабинин, Д.А. О значении корневой системы в жизнедеятельности растений / Д.А. Сабинин. — М. ; Л. : Изд-во АН СССР, 1949. — 512 с.

13. Слейчер, Р. Водный режим растений / Р. Слейчер. — М. : Мир, 1970. — 365 с.
14. Судницын, И.И. Движение почвенной влаги и влагопотребление растений / И.И. Судницын. — М. : Изд-во Моск. ун-та, 1979. — 253 с.
15. Судницын, И.И. Закономерности передвижения почвенной влаги / И.И. Судницын. — М. : Наука, 1964. — 135 с.
16. Судницын, И.И. Новые методы оценки водно-физических свойств почв и влагообеспеченности леса / И.И. Судницын. — М. : Наука, 1966. — 94 с.
17. Шеин, Е.В. Влияние влажности почвы на формирование корневой системы // Вестн. Моск. ун-та. — ( Почвоведение ). — 1973, №6. — С. 112—114.
18. Шеин, Е.В. Курс физики почв / Е.В. Шеин. — М. : Изд-во МГУ, 2005. — 460 с.
19. Шеин, Е.В. О методике сопряженных определений влагопроводности почв и растений // Биол. науки. — 1974, №12. — С. 125—129. — (Науч. доклады высш. школы).

Учебное издание

Судницын Иван Иванович  
Каманина Инна Здиславовна

Экологическая гидрофизика почв

УЧЕБНОЕ ПОСОБИЕ

Редактор В.В. Труба  
Технический редактор Г.А. Володина  
Компьютерная верстка Г.А. Володина, Д.А. Соловьева  
Корректор В.В. Труба

Подписано в печать 27.06.2008

Формат 60×84/16. Компьютерная верстка. Гарнитура «Times»

Печать на ризографе. Усл. печ. л. 10,70. Уч.-изд. л. 11,0

Тираж 70 экз. Заказ №

Международный университет природы, общества и человека «Дубна»  
141980, г. Дубна Московской обл., ул. Университетская, 19