УДК 556.332.04.08

Бадов В.В., Киселев А.А., Романова Т.П. Методы экспериментального изучения влагопереноса в ненасыщенных горных породах. - М., 1988. - 55 с. - (Гидрогеол. и инж. геология: Обзор /ВНИИ экон.минер. сырья и геол.-развед. работ (ВИЭМС). - Библиогр.: 44-46 с. (40 назв.).

Экспериментальное изучение влагопереноса в ненасыщенных горных породах включает в себя выбор определенной физико-математической модели, проведение натурных и лабораторных исследований, а также интерпретацию полученных результатов. Конечная цель исследований - восстановление потока влаги. В изотермическом случае влагоперенос наиболее адекватно описывается моделью совместного нестационарного движения подземных вод в зонах полного и неполного насыщения. Модель позволяет восстановить поток влаги по данным о режиме влажности (или потенциала влажности) пород. В частности, если режим влажности изучен вдоль трубки тока, то поток влаги восстанавливается путем численного решения обратной задачи на основе теории регуляризации. Этот метод имеет существенные преимущества по сравнению с другими методами восстановления потока влаги. Необходимость интерпретации режима влажности возникает и при определении параметров влагопереноса, что также сводится к решению обратных задач. Применение традиционных методов определения параметров влагопереноса, не учитывающих специфики обратных задач, приводит не только к высоким погрешностям, но в ряде случаев и к абсурдности результатов. В обзоре показано, что технические средства, используемые для изучения режима влажности и потенциала влажности пород, обладают инерционностью. Учет влияния инерционности технических средств и выбор рациональных схем проведения экспериментов, обеспечивающих единственность решения обратной задачи, способствуют повышению достоверности результатов исследования.

Р е д а к ц и о н н а я к о л л е г и я

К.И.Сычев (председатель), Г.С.Вартанян (зам. председателя), А.А.Забузов (зам.председателя), Л.Н.Аваженская, А.В.Агринский, Е.А.Басков, Б.В.Граф̌ский, И.А.Демьянова (учен. секретарь), В.А.Коробейников,В.Н.Лазаренко,Е.М.Харченко,А.И.Шеко,А.А.Шпак, Л.С.Язвин

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
ВСЕСОЮЗНЫЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ
ЭКОНОМИКИ МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ И ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ (ВИЭМС)

ГИДРОГЕОЛОГИЯ И ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ

Обзорная информация

МЕТОДЫ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОГО ИЗУЧЕНИЯ ВЛАГОПЕРЕНОСА В НЕНАСЫЩЕННЫХ ГОРНЫХ ПОРОДАХ

Издается с 1964 г. Москва 1988 Выходит 5 раз в год

РГАСНТИ 38.61.03

УДК 556.332.04.08

В.В.Бадов, А.А.Киселев,
Т.П.Романова (ВСЕГИНГЕО)

Введение

Качественные представления о движении подземных вод как о природном явлении, имеющем единый "механизм", стали известны давно. При количественном изучении это явление воспроизводят, как правило, с помощью моделей разного приближения: для зоны полного насыщения - гидравлического, зоны аэрации - диффузионно-влажностного. Модели указанных приближений различаются масштабами осреднения течения и поэтому имеют разную смысловую терминологию и разный уровень схематизации описываемого явления, т.е. не согласованы между собой.

В настоящее время созданы необходимые научные предпосылки для активного внедрения в практику гидрогеологических исследований моделей, которые позволяют рассматривать с единой позиции широкий класс задач геофильтрации, включая совместное нестационарное движение подземных вод в зонах полного и неполного насыщения, а также перетекание между водоносными горизонтами, происходящее через слабопроницаемые отложения. Это достигается переходом от моделей геофильтрации гидравлического приближения к моделям диффузионно-влажностного приближения.

© ВИЭМС, 1988

Такой переход осуществляется путем замены традиционных понятий о коэффициентах фильтрации и упругой (или гравитационной) емкости, осредненных по всей мощности пласта, на понятия о дифференциальных характеристиках конкретной "точки" изучаемого геологического тела. Иными словами, смысловая терминология обобщенной модели геофильтрации переводится на понятия о коэффициентах фильтрации и емкости породы, которые выражаются как функции от некоторого потенциала (высоты давления), т.е. формально используется терминология, заимствованная из традиционной модели влагопереноса.

Вместе с тем переход к более детальной модели геофильтрации, затрагивая всю технологию гидрогеологических исследований (от математической постановки задачи до методики эксперимента), существенно повышает требования к изучению параметров влагопереноса и достоверности восстановления потоков влаги.

Следует отметить, что методика изучения влагопереноса в зоне аэрации сложилась в то время, когда вычислительная техника и численные методы еще не получили достаточного распространения. Поэтому в ней содержится немало "архаизмов", уже непригодных для практического использования.

Целью настоящего обзора является рассмотрение проблем методического наследия. Анализу подвергаются основные позиции методологии, без дальнейшей проработки которых применение моделей диффузионно-влажностного приближения для решения практических задач остается затруднительным. В этом отношении данную работу можно рассматривать как прямое продолжение ранее опубликованной работы [7].

Обзор предназначен для специалистов, занимающихся вопросами движения подземных вод: гидрогеологов, гидрологов и почвоведов.

I. Физико-математические модели влагопереноса в ненасыщенных горных породах

В современной теории движение влаги в ненасыщенных пористых средах трактуется как "диффузионный" процесс, происходящий при существенном влиянии силы тяжести на диффундирующее вещество. Модели геофильтрации данного приближения (в общем случае модели, используемые для математического описания совместного нестационарного движения подземных вод в зонах полного и неполного насыщения, сохраняющие единую смысловую терминологию [7]) характеризуются

минимальным масштабом осреднения течения, для которого справедлива гипотеза Н.Е.Жуковского о возможности замены реальной пористой среды (горной породы) эквивалентным континиумом с осредненными по выделенному объему свойствами.

В теории влагопереноса для описания энергетического состояния влаги в ненасыщенной пористой среде используется аппарат равновесной термодинамики, основу которого составляют понятия термодинамических потенциалов, имеющих размерность работы, отнесенной к единице массы. Однако для удобства практических приложений методов теории влагопереноса энергетическое состояние влаги выражается через эквивалентное давление или напор, измеряемые высотой водяного столба. Выражение величин потенциала влаги через эквивалентный напор приводит к тому, что градиенты потенциала становятся безразмерными величинами, а проводимость среды, являющаяся функцией текущего влагосодержания, приобретает размерность скорости. Этим достигается общность с традиционным подходом к описанию движения подземных вод в зоне полного насыщения.

Кроме того, для упрощения модели влагопереноса величину потенциала влаги обычно представляют алгебраической суммой двух наиболее значащих составляющих (так называемых частных потенциалов) - капиллярно-сорбционного[x)] и гравитационного потенциалов, отождествляемых с составляющими пьезометрического напора (эквивалента потенциала влаги) - высотой давления и высотой положения. Это означает, что движение влаги рассматривается без учета влияния градиентов температуры и растворимых солей, а также ряда других, как принято считать, менее значащих факторов. Такое упрощение модели влагопереноса обычно оправдывает себя и дает достаточно хорошее приближение к реальной картине. Вместе с тем оно не только способствует существенному упрощению постановки и алгоритмов решения и без того довольно сложных практических задач, но и, что не менее важно, позволяет пользоваться более простой и наиболее разработанной методикой экспериментальных исследований.

Представления о едином механизме движения подземных вод в зонах полного и неполного насыщения реализуются с помощью обобщенной модели геофильтрации, построенной по следующей схеме: урав-

---

x)Наиболее распространенные синонимы: капиллярно-пленочный, матричный, матрик-потенциал и потенциал влажности.

нение неразрывности – закон Дарси[x)] – допущение о слабой сжимаемости жидкости и упругом характере деформаций скелета проводящей пористой среды. При этом совместное движение подземных вод в зонах полного и неполного насыщения описывается системой из трех уравнений. Первое из них – обобщенное уравнение движения [7]

$$A(h_p)\frac{\partial h_p}{\partial t} = \nabla(k(h_p)\nabla(h_p+Z)) + J(\vec{r}, t, h_p), \qquad (I)$$

где ∇ – оператор Гамильтона по координатам пространства x, y, z; $A(h_p)=\frac{\partial G}{\partial h_p}$ – дифференциальная влагоемкость проводящей пористой среды, выраженная как функция от высоты давления h_p ; $J(\vec{r}, t, h_p)$ – интенсивность распределенного стока или источника, зависящая от координат пространства ($\vec{r}=\{x, y, z\}$), времени и искомой функции; G – безразмерное содержание массы воды в единичном объеме породы; $k(h_p)$ – коэффициент влагопереноса.

Квазилинейное дифференциальное уравнение в частных производных параболического типа (I) формально (с точностью до смысловых определений, т.е. с учетом предпосылок о несжимаемости воды и недеформируемости порового пространства проводящей пористой среды) эквивалентно известным уравнениям Ричардса, Клюта и Рубина (соответственно)

$$\frac{\partial\theta}{\partial t} = \nabla(k(\theta)\nabla(h_p+Z)), \qquad (2)$$

$$\frac{\partial\theta}{\partial t} = \nabla(D(\theta)\nabla\theta) - \frac{\partial k(\theta)}{\partial Z}, \qquad (3)$$

$$C(H-Z)\frac{\partial H}{\partial t} = \nabla(k(H-Z)\nabla H), \qquad (4)$$

где $D(\theta)=k(\theta)\frac{\partial\psi}{\partial\theta}$ – коэффициент диффузивности, выражающий пропорциональность между потоком влаги и градиентом влажности (здесь ψ – высота давления всасывания; $\psi=|h_p|$ для $h_p<0, \psi(h_p\geq 0)=0; C(H-Z)=\frac{\partial\theta}{\partial(H-Z)}$ – дифференциальная влагоемкость породы, выраженная в смысловых терминах объемного влагосодержания, поэтому $C(H-Z>0)=0$).

Допущения о несжимаемости воды и недеформируемости порового пространства породы приводят к тому, что уравнения (2)-(4) вырождаются в зоне полного насыщения и принимают вид:

$$\Delta(h_p+Z)=0,$$

где Δ – оператор Лапласа.

---

x) Дискуссия о справедливости закона Дарси, в частности, для описания движения влаги в ненасыщенной пористой среде ведется до настоящего времени. Обсуждение результатов его экспериментальной проверки приведено в приложении I.

Это приводит к тому, что область совместного движения подземных вод разделяется на две подобласти (насыщенного и ненасыщенного потоков), в которых процесс движения представлен несогласованными математическими моделями.

Возвращаясь к модели совместного нестационарного движения подземных вод в зонах полного и неполного насыщения, следует отметить, что систему замыкают два уравнения состояния, за которыми в научно-методической литературе закрепилось название "параметров" влагопереноса:

$$G = f_1(h_\rho), \qquad (5)$$

$$k = f_2(h_\rho), \qquad (6)$$

причем (5) соответствует основной гидрофизической характеристике горных пород (ОГХ), а (6) – функции коэффициента влагопереноса от высоты давления.

Определение точного вида функций f_1 и f_2 лежит за рамками феноменологического метода, поэтому они могут быть получены только экспериментально.

2. Аппроксимация гидрофизических характеристик горных пород

До настоящего времени дифференциальная влагоемкость, входящая в уравнение (I) как коэффициент, не определяется непосредственно из эксперимента, а вычисляется путем дифференцирования зависимости влажности от потенциала влажности, т.е. $A(h_\rho) = f_1' > 0$, поэтому $A(h_\rho)$ не только наследует погрешности ОГХ, но и усиливает их под влиянием различных аппроксимаций, сопутствующих процедуре пересчета.

Результатом экспериментального изучения ОГХ является ее величина для некоторых дискретных значений аргумента. Однако по условиям задачи она должна быть определена для всех значений аргумента а кроме того, должна существовать ее непрерывная и гладкая первая производная. Для достижения этой цели применяются различные приемы аппроксимации экспериментальных данных.

Попытки аппроксимировать ОГХ породили большое разнообразие эмпирических выражений (Аверьянов С.Ф., 1947, 1956; Гарднер В., 1956; Рубин Дж. и Штейнгардт Р., 1963; Брукс Р. и Корней А., 1964; Рубин Дж., 1967; Чайлдс Е., 1967; Виссер В., 1969; Голованов А.И.

и Ведерников В.В., 1973; Столлмэн Р., 1967; Нерпин С.В. и Чудновский А.Ф., 1967; Голованов А.И., 1975; Ольшта В., 1977; Степанов Л.Н., 1979; [11, 16-18, 26, 35] и др.

Столь большое разнообразие эмпирических выражений только подчеркивает отмеченную выше "индивидуальность" аппроксимируемых экспериментальных данных. В данной ситуации безусловно целесообразен поиск более общего формализованного приема аппроксимации.

С этой целью с 1976 г. авторами настоящей работы используется процедура сглаживания табличного массива данных, производящая с помощью кубических сплайнов аппроксимацию функции вида $y_i = y(x_i) \mid i = 1, 2, \ldots n$, заданной погрешностью $\delta_{y_i} \geqslant 0$. Такая аппроксимация соответствует высоким требованиям максимального приближения функции $g(x)$ к оригиналу восстанавливаемой зависимости и рекомендуется для численного дифференцирования, поскольку удовлетворяет условиям:

а) гладкости

$$\min \int_{x_0}^{x_n} (g''(x))^2 \, dx ;$$

б) близости к экспериментальным данным

$$\frac{1}{n} \sum \left(\frac{g(x_i) - y_i}{\delta y_i} \right)^2 \leqslant S ,$$

где $g(x_i) \in C^2[x_1, x_n]$; S - задаваемая константа, определяющая степень гладкости (параметр невязки).

Обычно погрешность δy_i носит случайный характер, поэтому величину S рекомендуется выбирать в доверительном интервале

$$1 - \left(\frac{2}{N}\right)^{1/2} \leqslant S \leqslant 1 + \left(\frac{2}{N}\right)^{1/2} ,$$

где $N = n + 1$.

Отметим, что при $S = 0$ кубический сплайн пройдет точно через заданные (т.е. найденные из эксперимента) точки.

Обработка экспериментальных данных осуществляется на ЭВМ с помощью программы, составленной в соответствии с алгоритмом Рейнша (Reinsch Chr.H., 1967).

Аппроксимация имеет вид

$$y(x_i \leqslant x \leqslant x_{i+1}) = A_i (x - x_i)^3 + B_i (x - x_i)^2 + C_i (x - x_i) + D_i , \qquad (7)$$

а производная y_x определяется как

$$y_x (x_i \leqslant x \leqslant x_{i+1}) = 3A_i (x - x_i)^2 + 2B_i (x - x_i) + C_i , \qquad (8)$$

где A_i, B_i, C_i, D_i - вычисленные константы.

Описываемая процедура позволила исследовать качество ряда упомянутых выше аппроксимаций, когда наряду с аппроксимирующими выражениями приводятся известные из эксперимента значения влажности и потенциала влажности. Сопоставление результатов первичной и повторной (выполненной авторами настоящего обзора) аппроксимации выявило, что при, казалось бы, малых отклонениях аппроксимирующей кривой от экспериментальных точек (~ 2-3% по влажности) расхождения между значениями дифференциальной влагоемкости весьма существенны - достигают десятков, а иногда и сотен процентов. При этом погрешности в определении дифференциальной влагоемкости $A(h_\rho)$ изменяют масштаб времени и, следовательно, скорость процесса изменяется во столько раз, во сколько раз принятое значение $A(h_\rho)$ отличается от своего истинного.

Поскольку ОГХ устанавливает соответствие между влажностью и потенциалом влажности, то коэффициент влагопереноса может быть выражен как функция G или h_ρ. Для аппроксимации $k(G)$ или $k(h_\rho)$ применяются те же методические приемы, что и для ОГХ, а используемые при этом эмпирические выражения не менее разнообразны (Аверьянов С.Ф., 1949; Гарднер У., 1956; [10,16,17,26,28,30, 31,36]) и др. Учитывая, что вид искомой зависимости априори неизвестен, целесообразно использовать описанную выше сплайн-аппроксимацию.

Таким образом, сплайн-аппроксимация позволяет избавиться от субъективных ошибок, возникающих при интерпретации экспериментального материала.

3. Методы количественной интерпретации режима влажности (потенциалов влажности) пород зоны аэрации

Задачи, связанные с необходимостью количественной интерпретации влажности пород зоны аэрации, весьма разнообразны. К ним, в частности, относится оценка влагообмена между горными породами и атмосферой, инфильтрационного питания грунтовых вод, отбора влаги корневой системой растений, изменений элементов баланса подземных вод на застраиваемых, мелиорируемых территориях и прилегающих к ним участках.

Общим для этих задач является требование восстановить поток влаги по данным о режиме влажности пород, т.е. решить обратную задачу влагопереноса. Последнее накладывает на эксперимент жесткие

ограничения: режим влажности пород (или режим потенциала влажности) должен быть изучен вдоль трубки тока, а параметры влагопереноса должны быть определены для каждого выделенного слоя породы в том интервале изменений влажности, который зафиксирован в течение воспроизводимого периода наблюдений.

Известны следующие методы восстановления потока влаги в зоне аэрации.

Метод палеток влажности. Идея метода, по-видимому, впервые, высказана Эдлефсеном и Андерсоном, отметившими, что: "Решение уравнения (влагопереноса) позволяет получить распределение влажности как функцию расстояния в условиях стационарного потока, включая отсутствие потока вообще. Например, оно описывает влажность как функцию высоты над уровнем грунтовых вод, когда достигнуто равновесие между восходящим движением влаги из грунтовых вод и испарением с поверхности почвы" (Edlefsen N.E., Anderson M.S., 1943). Сущность метода сводится к совмещению действительной эпюры влажности пород с одной из семейства расчетных кривых, вычисленных для ряда заданных значений стационарного расхода влаги путем интегрирования уравнения влагопереноса в направлении от неподвижного уровня грунтовых вод (где Z и h_ρ принимаются равными нулю, а поток - известным) до поверхности, на которой происходит впитывание или испарение влаги. Сравниваемые кривые должны быть выражены в общих терминах - влажности или потенциала влажности и представлены в графической или табличной форме, но могут быть и аппроксимированы алгебраическими зависимостями.

Сопоставление экспериментальных и вычисленных указанным способом эпюр влажности для различных значений интенсивности нисходящего (Youngs E.G., 1957) и восходящего потоков влаги (Wesseling J., 1957) показало работоспособность метода. К тому же выводу пришел Гарднер, повторив аналогичные исследования (Gardner W.R., 1958). Позднее Чайлдс (Childs E.C., 1967), а затем Байборди (Bybordi M., 1968) показали, что данный метод применим и в случае слоистого сложения зоны аэрации, если известны параметры влагопереноса каждого слоя.

Метод прост и нагляден. Однако за кажущейся простотой скрываются "непомерные" требования к экспериментальной информации, а

именно: обязательное изучение литологического строения на всю мощность зоны аэрации, определение параметров влагопереноса для каждого выделенного в ней слоя породы, доказательство неподвижности уровня грунтовых вод и стационарности профиля влажности по всему разрезу.

Иными словами, для реализации метода исследуемый объект должен быть изучен в такой полноте, что совокупная экспериментальная информация о нем может оказаться не только достаточной, но и избыточной, если для той же цели (т.е. восстановления потока влаги) использовать другие, более современные методы интерпретации, свободные от ограничений на режим влагопереноса и подвижность уровня грунтовых вод. К тому же найти реальный геологический объект со стационарными гидрогеологическими условиями само по себе проблематично.

В свете отмеченных недостатков становится понятным, почему метод не получил сколько-нибудь заметного внедрения в зарубежной практике натурных исследований, хотя его описание приводится в учебно-методической литературе в качестве примера, полезного при освоении основ теории влагопереноса (Childs E.C., 1969).

В отечественной литературе этот метод под названием метода "специальных палеток влажности" активно пропагандируется В.Н.Чубаровым[x], А.И.Чубаровой и С.Г.Ларичевой (Чубаров В.Н., 1968, 1970; 1972; 1972; 1973; 1979; 1981; [22-25]; Чубарова А.И., 1981; Ларичева С.Г., 1981; [19,25] . Ими, напротив, высказывается мнение о широких возможностях использования метода для проведения натурных исследований на реальных гидрогеологических объектах - более того, констатируется (Чубаров В.Н., 1981), что: "... для характерных типовых условий водообмена через зону аэрации для территории СССР были оценены величины инфильтрационного питания, полученные методом палеток влажности". При этом не приводится ни одного примера, содержащего доказательства правомерности использования метода палеток влажности. Однако можно привести немало примеров, где он используется за рамками своей состоятельности, т.е. для интерпретации заведомо нестационарного режима влажности[xx], при наличии

---

x) Отсутствие в опубликованных материалах ссылок на приоритеты дает право полагать, что метод "специальных палеток влажности" разработан В.Н.Чубаровым самостоятельно.

xx) Ларичева С.Г. (1981): "... методом палеток влажности...для различных физико-географических условий СССР... получены эпюры расходов влаги в зоне аэрации" (подчеркнуто авторами обзора).

по разрезу распределенного стока в виде корневой системы растений, при неоднородном литологическом строении зоны аэрации с помощью палеточных кривых, рассчитанных по данным о параметрах влагопереноса, полученным "для (одного) представительного образца песчаного грунта (скв.65, глубина 24 м)" и др.

Обращает на себя внимание факт, что, несмотря на столь широкое использование метода, почти во всех опубликованных В.Н.Чубаровым и С.Г.Ларичевой работах приводится одна и та же палетка влажности, построенная около двух десятилетий назад для участка барханных песков пустыни Каракум. Обсуждение результатов оценки инфильтрационного питания грунтовых вод на этом примере приводится в приложении 2.

Оценка точности метода дана И.С.Пашковским (1973): "... ошибка в определении влажности... примерно 2%... может привести к 100-кратной ошибке скорости фильтрации (т.е. расхода влаги)особенно при малых значениях влажности". Однако свое суждение он относит не к методу палеток в целом, а только к палеткам влажности, противопоставляя им иную модификацию того же метода - палеток потенциала влажности. По его мнению, точность метода значительно повышается, если расход влаги восстанавливается по данным о профиле потенциала влажности, изученном прямым способом, например, с помощью тензиометров, встроенных на разной высоте от уровня грунтовых вод.

Действительно, использование палеток потенциала влажности может привести к повышению достоверности определений, но только за счет повышения точности измерения потенциалов влажности. Это преимущество реализуется максимально при изучении нисходящих потоков влаги. Если нужно изучить восходящий поток влаги, то помимо очевидного ограничения на предел возможных измерений потенциала влажности (для тензиометра он составляет - 80+85 кПа), следует иметь в виду необходимость установки не одного, а нескольких измерителей в очень узком, неизвестном заранее интервале глубин. Так, в примере, приведенном И.С.Пашковским [26] , для палеточной кривой с отношением интенсивности восходящего потока к коэффициенту фильтрации равным 10^{-3} наиболее информативными являются измерения, которые следовало выполнить в интервале отметок от 6 до 7 м над уровнем грунтовых вод, но на высоте 7 м показание тензиометра близко к своему теоретическому пределу и поэтому ненадежно ([26], рис.77).

Наконец следует отметить, что восстановление потоков влаги малой интенсивности сопряжено с необходимостью задания очень малых значений коэффициента влагопереноса, которые пока не удается определить экспериментально с достаточной надежностью.

Действительно, достоверность результатов экспериментального исследования определяется не только конкретностью изучаемого объекта (гидрогеологической ситуации), но и техническими возможностями. Для оценки достоверности результатов, по-видимому, целесообразно ввести понятие масштаба потока. В качестве такого масштаба может быть принято минимальное значение коэффициента влагопереноса, которое удается определить надежно с помощью имеющихся технических средств - подчеркиваем: определить экспериментально, а не вычислить на основе какой-либо аппроксимации. Это значение будет характеризовать точность эксперимента.

Так, для восстановления потока влаги с интенсивностью 10 мм/год необходимо надежно определить коэффициент влагопереноса до значения $\sim 2{,}5 \cdot 10^{-5}$ м/сут, что является довольно сложной технической задачей.

Очевидно, что параметры влагопереноса должны быть определены в одном и том же интервале значений потенциала влажности. Поэтому технические средства должны обеспечить возможность определения ОГХ до того значения потенциала влажности, которому соответствует минимальное значение коэффициента влагопереноса - вернее не ОГХ, а дифференциальной влагоемкости, вычисляемой через ОГХ.

Метод восстановления квазистационарной инфильтрации. Из теории влагопереноса известно, что если на впитывающую поверхность проводящего пористого материала, которому придана форма полубесконечной, однородной, вертикально установленной колонны подается вода с постоянным удельным расходом, меньшим величины коэффициента фильтрации, то в ней формируется нисходящий ненасыщенный поток влаги с удлиняющейся во времени "передающей" (или "транзитной") зоной, где градиенты влажности по направлению потока приближаются к нулю, т.е. профиль влажности стремится к вертикальной линии, названной Филипом "θ-прямой" (Philip J.R., 1957). Очевидно, что на этом участке смоченного профиля поток влаги численно равен коэффициенту влагопереноса.

В случае слоистого сложения при условии, что величина интенсивности инфильтрации не превышает величины коэффициента фильтрации наименее проницаемого смоченного слоя, формируется аналогичная

транзитная зона, однородная по величине потенциала влажности, профили влажности которой представляются отрезками θ-прямых с разрывами на контактах слоев, отличающихся между собой водно-физическими свойствами.

Профили влажности, фрагменты которых имели форму отрезков θ-прямых, неоднократно воспроизводились экспериментально и численно при решении задач влагопереноса (например, Youngs E.G., 1957; Rubin J., Steingardt R., 1963 и др.).

Чайлдсом показано, что концевые участки палеток влажности, построенных для случая инфильтрации влаги на уровень достаточно глубоко залегающих грунтовых вод, должны представлять собой отрезки прямых с единичным градиентом потенциала влаги, на которых соблюдается численное равенство потока влаги коэффициенту влагопереноса (Childs E.C., 1969). В терминах влажности эти участки представляют собой отрезки θ-прямых.

Интерпретация θ-прямых чрезвычайно проста: для восстановления потока влаги "достаточно" знать лишь значение влажности или потенциала влажности θ-прямой и соответствующее ему значение коэффициента влагопереноса. Особенно интересен такой способ восстановления потока влаги при слоистом сложении зоны аэрации - если известна хоть одна пара соответствующих друг другу значений (т.е. влажности и коэффициента влагопереноса), то это является решением задачи для всей толщи пород, профиль влажности которой может быть аппроксимирован отрезками θ-прямых.

Насколько известно, метод восстановления квазистационарной инфильтрации в практике натурных исследований не используется, пожалуй, никем, кроме А.И. и В.Н.Чубаровых. Действительно, в естественных условиях не удается найти участков θ-прямых, поскольку они крайне неустойчивы и быстро "разрушаются" под влиянием нестационарности режимообразующих факторов. Даже в "мертвом горизонте" (по Г.Н.Высоцкому) стабильность профиля влажности обманчива: существенные изменения потока влаги сопровождаются "малыми" изменениями влажности пород, которые не удается зарегистрировать современными техническими средствами.

Метод последовательных синхронных профилей влажности (ПСПВ). Сущность метода состоит в изображении динамической картины влагопереноса в виде хронологического ряда измеренных профилей влажности (или потенциалов влажности). Для реализации метода применяется интегральный аналог уравнения влагопереноса (см. приложение I).

В общем случае, когда расход влаги на обоих граничных сечениях трубки тока отличен от нуля, для использования метода ПСПВ необходима дополнительная информация - расход влаги на одном из граничных сечений должен быть определен независимым способом. Метод ПСПВ используется для решения таких практических задач, как определение суммарного испарения влаги (с осреднением отбора влаги корневой системой растений по глубине корнеобитаемой зоны), инфильтрационного питания грунтовых вод и приближенной оценки зависимости коэффициента влагопереноса от текущего влагосодержания.

Восстановление потока влаги численными методами. Математически задача сводится к восстановлению граничного условия II рода $q(t)$ для квазилинейной краевой задачи с уравнением (I)[x], т.е.:

$$A(h_\rho)h_{\rho_t} = (K(h_\rho)H_Z)_Z \quad ,$$

где
$$H = h_\rho + Z \quad ; \quad 0 \leqslant Z \leqslant L \quad ; \qquad (9)$$
$$H(Z,0) = H_0 \; ; \quad H(L,t) = H_r(t) \; ;$$
$$H(Z_R,t) = \hat{H}(t) \; ; \quad K(h_\rho)\frac{\partial H}{\partial t}\Big|_{Z=0} = -q(t).$$

Здесь H_0 - начальное условие; $H_r(t)$ - условие в нижней точке исследуемого отрезка $[0,L]$; $\hat{H}(t)$ - режим напора (определенный независимо или по режиму влажности) в точке Z_R, $Z_R \in (0,L)$.

Очевидно, что при заданном $q(t)$ задача (9) определяет вполне непрерывное отображение $A[q]=H$ метрического пространства $\Theta=\{q(t), t\in[0,T]\}$ в метрическое пространство $H_{Z_R}\{H(Z_R,t), t\in[0,T]\}$ с нормой $\|H_{Z_R}\|_H = \int_0^T H_{Z_R}^2 dt$. При этом нелинейный оператор $A[q]$ определен неявным образом.

Представляет интерес обратная задача об определении $q(t)$ при дополнительном задании $H(t)$ в точке Z_R, доступной для измерения. Задача может рассматриваться как задача экстраполяции на отрезке $[0,Z_R]$, так как решив краевую задачу с граничными условиями I рода на отрезке $[Z_R,L]$, можно формально определить $H_Z(Z_R,t)$, а $H(Z_R,t)$ - задано. В данном случае существенно, что точка $Z=0$ недоступна для измерений.

---

x) Алгоритм для определения теплового потока на границе (задача о распространении тепла в стержне) с учетом зависимости его параметров от температуры приводится в работе Гласко В.Б., Захарова М.В. и Колп А.Я. 1975).

Задача экстраполяции при неточно заданной (полученной в результате измерений) информации $\tilde{H}_{z_R}(t)$ неустойчива относительно возмущений $\hat{H}_{z_R}(t)$. Иными словами, относительно небольшие отклонения $\hat{H}_{z_R}(t)$ от точных значений могут вызвать сколь угодно большие ошибки в определении $q(t)$.

Таким образом, рассматриваемая задача относится к классу некорректных задач, для правильной постановки которых необходимо применение метода регуляризации (Тихонов А.Н., Арсенин В.Я.,1979).

Суть метода регуляризации заключается в том, что при любом H_{z_R}, заданном с некоторой ошибкой δ, где $\delta^2 = \|\tilde{H}_{z_R} - H_{z_R}\|$, приближение y^{α} определяют среди экстремалей сглаживающего функционала $F_{\alpha}[q]$:

$$F_{\alpha}[q] = \|A[q] - \tilde{H}_{z_R}\|_H^2 + \alpha \Omega[q] \quad . \tag{10}$$

Следует отметить, что α согласуется с точностью входных данных так, что $q \xrightarrow{\alpha(\delta)} \bar{q}$ при $\delta \to 0$. Для данной задачи естественно предположить, что искомая функция является непрерывной, а это определяет конкретный вид регуляризатора;

$$\Omega[q] = \|q\|_{W_2'}^2 = \int_0^T (q'(t))^2 dt \tag{11}$$

при условиях

$$\left.\frac{dq}{dt}\right|_{t=0} = \left.\frac{dq}{dt}\right|_{t=T} = 0. \tag{12}$$

Регуляризующий алгоритм включает следующие элементы. Для последовательности $\{\alpha_p\}$: $\alpha_p = \mu\alpha_{p-1}$, $0 < \mu < 1$ строится последовательность экстремалей сглаживающего функционала. В качестве начального приближения для минимизации $F_{\alpha_p}[q]$ выбирается $q^{\alpha_{p-1}}$, начальное значение α_0 выбирается достаточно большим, таким, что q^{α_0} практически является экстремалью регуляризатора. В данной задаче экстремалью регуляризатора является $q^{\alpha_0} = const$. Решение обратной задачи определяется из условия $\min \|q^{\alpha_p} - q^{\alpha_{p-1}}\|_q$, или для выбранной $\{\alpha_p\}$ из условия минимальности $\|\alpha \frac{dq}{d\alpha}\|_q$ (Тихонов А.Н. Гласкс В.Б., 1964). При минимизации сглаживающего функционала для каждого α_p организуется следующий итерационный процесс:

$$F_{n,\alpha_p}[q_{n+1}^{\alpha_p}] = \|A[q_n^{\alpha_p}] + A_q'[q_n^{\alpha_p}](q_{n+1}^{\alpha_p} - q_n) - \tilde{H}_{z_R}\|_H^2 + \alpha_p \|q_{n+1}^{\alpha_p}\|_{W_2'}^2,$$

где $A_q'[q_n^{\alpha_p}]$ – операторная производная для экстремали, соответствующей предшествующему приближению.

Вводя обозначения $q_n^{\alpha_\rho} - \hat{q}$, $q_{n+1}^{\alpha_\rho} - q$ и пренебрегая членами порядка $(\delta q)^2$, получаем следующее уравнение Эйлера, к решению которого приводит описанный итерационный процесс:

$$A'^T[\hat{q}]A'[\hat{q}]q - \alpha q'' - A'^T[\hat{q}]A'[\hat{q}]\hat{q} - A'^T[\hat{q}](A[\hat{q}] - H_{Z_R}) = 0.$$

При численной реализации алгоритма функции и операторы представляются на сетке $\omega_{h,\tau}$ их сеточными аппроксимациями.

Редукция задачи (9) к конечно-разностной определяет неявно сеточный аналог оператора $A[q]$:

$$\left(k\left(\frac{h_{\rho i+1}^j + h_{\rho i}^j}{2}\right)\frac{H_{i+1}^{j+1} - H_i^{j+1}}{h} - k\left(\frac{h_{\rho i}^j + h_{\rho i-1}^j}{2}\right)\frac{(H_i^{j+1} + H_{i-1}^{j+1})}{h}\right)h^{-1} =$$

$$= A(h_{\rho i}^j)\frac{H_i^{j+1} - H_i^j}{\tau}, \quad 0 < j \leq M; \quad 1 < i < N = \frac{L}{h},$$

$$k\left(\frac{h_{\rho_1}^j + h_{\rho_0}^j}{2}\right)\frac{H_1^{j+1} - H_0^{j+1}}{h} = -\hat{q}^{j+1}, \quad H_{N+1}^{j+1} = H_r^{j+1}, \qquad (13)$$

$$H_0^0 = H_i^0 + \frac{hq^0}{k(h_{\rho_0}^0)}, \quad H_i^j = H((i-1/2)h, j\tau).$$

Выбранная разностная схема абсолютно устойчива по отношению к погрешностям H_0, q и аппроксимирует задачу (9) с точностью $O(h^2+\tau)$ (Самарский А.А., 1974).

Для вычисления коэффициентов в разностной задаче используется сплайн-процедура (Reinsch Chr., 1967).

Оператор $A[q]$ алгоритмически определен, его значения совпадают с $H_{Z_R} = \{H_{i_R}\}$, где $i_R = \frac{Z_R}{h} + 1/2$ соответствует точке Z_R.

Аппроксимация операторной производной приводит к матрице Якоби, для вычисления элементов которой используются формулы первого порядка точности:

$$\frac{\partial H_{Z_R}}{\partial q_K} \approx \frac{\Delta H_{jK}}{\Delta K} = \frac{1}{\Delta K}\left\{H_j(\hat{q} + \Delta K) - H_j(\hat{q})\right\}$$

Здесь все компоненты вектора Δ_1, за исключением Δ_K, - нулевые. Таким образом, вычисление операторной производной требует M - кратного решения задачи (13).

Для определения оптимального шага дифференцирования используются априорные оценки.

Производная по времени в регуляризаторе аппроксимирована с первым порядком точности

$$q'(t) = \frac{q_{j+1} - q_j}{\tau}.$$

Разработанная ЭВМ-программа (на языке Фортран для ЭВМ типа ЕС) позволяет восстановить поток влаги при неустановившемся режиме, если в исследуемом разрезе выделяется не более 7 однородных зон, для каждой из которых известны функции $A(h_p)$ и $K(h_p)$. Принятое ограничение на число зон в исследуемой области не принципиально и может быть изменено.

Изложенный подход к восстановлению нестационарного потока влаги выгодно отличается от традиционного. Последний, как известно, состоит в том, что интерпретация режима влажности (или потенциалов влажности) осуществляется при помощи метода последовательных синхронных профилей влажности или метода конечных разностей. До настоящего времени эти методы считаются основными и рекомендуются для широкого использования практически во всех опубликованных работах гидрогеологического направления (например: Лебедев А.В., 1972; Ситников А.Б., 1978; Файбишенко Б.А. [20] ; Дзекунов Н.Е., Жернов И.Е., Файбишенко Б.А. [14] и др.). При этом применяется процедура численного дифференцирования функции, определенной экспериментально и поэтому содержащей ошибки измерений. Однако известно, что такая процедура крайне неустойчива и ее использование может привести к серьезному искажению искомого результата - потоки влаги, восстанавливаемые по данным незначительно отличающихся между собой режимов влажности, могут отличаться сколь угодно значительно.

Алгоритм позволяет восстановить поток влаги в точке, недоступной для измерения. Это важно в том отношении, что датчики влажности (или потенциала влажности) различаются не только конструктивно, но и по принципу действия. Поэтому для различных интервалов влажности они имеют различную чувствительность. Независимость точки установки датчика от точки, в которой восстанавливается поток влаги, допускает возможность установки датчика в том интервале разреза, где он будет иметь максимальную чувствительность. Кроме того, сглаживание наблюдаемого режима влажности является гарантией устойчивости, что дает определенные преимущества по сравнению с решением прямой задачи, когда поток влаги восстанавливается в той точке, где регистрируется режим влажности, но решением задачи не предусматривается процедура предварительного сглаживания измеренных величин.

4. Методы определения основной гидрофизической характеристики горных пород (ОГХ)

Общей идеей методов экспериментального определения ОГХ является получение последовательного ряда пар частных значений $\{h_{\rho_i}, G_i\}$ путем приведения в полное соответствие потенциала влаги в исследуемом объеме породы до заданного потенциала воды (или водяного пара) в измерительной системе устройства или, наоборот, путем понижения потенциала объемной жидкости (воды) в измерительной системе устройства до уровня потенциала влаги в исследуемом образце или массиве породы.

В природных условиях влагосодержание почв и пород может изменяться в широких пределах – от полного насыщения до влажности воздушно-сухого состояния. Этому диапазону изменений влагосодержания соответствуют значения потенциалов влажности от нуля до минус $2{,}2 \cdot 10^7$ Па [21]. В таком диапазоне ОГХ не может быть изучена ни одним из известных методов, поскольку каждый из них имеет свои пределы применимости. Так, например, методом колонн (высоких монолитов породы) технически сложно изучить ОГХ с величиной потенциала влажности (по модулю) больше 20 кПа; пределы применимости тензиометров и капилляриметров – менее 100 кПа, пластинного пресса – не более 100–200 кПа, а мембранного пресса – от 100 до 3000 кПа. При более высоких абсолютных значениях потенциала влажности ОГХ изучают гигроскопическими методами или с помощью психрометрических измерений.

Методика определения ОГХ при значениях потенциала влажности более 100 кПа (по абсолютной величине) за последние годы не претерпела заметных изменений и с ней можно познакомиться в обобщающей работе А.М.Глобуса (Экспериментальная гидрофизика почв. – Л.: Гидрометеоиздат, 1969. – 355 с.). Исключением является сообщение о возможности экспресс-определения ОГХ в большом интервале изменений потенциала влажности с помощью усовершенствованного психрометра Пельтье; погрешность измерения потенциала влажности оценивается ~10% [13].

Выше высказано мнение о том, что для решения задачи, связанной с восстановлением потока влаги в зоне аэрации, параметры влагопереноса следует изучить экспериментально в общем интервале значений потенциала влажности (см. раздел 3). Современные устройства, используемые для определения коэффициентов влагопереноса (так

называемые потокомеры), имеют по разрежению теоретический предел, равный атмосферному давлению, а практический – 85 кПа. В действительности этот предел еще ниже, поскольку не удается надежно зарегистрировать поток влаги с интенсивностью, меньшей 10^{-4} м/сут.

В связи с отмеченным для экспериментального определения ОГХ в интервале от нуля до минус 85 кПа можно пользоваться сравнительно простыми и более доступными средствами: влагомерами, тензиометрами и капилляриметрами.

Полевые методы. Возможности прямого определения ОГХ, т.е. путем непосредственного измерения влажности и потенциала влажности, в полевых условиях ограничены – ее не удается установить в достаточно большом интервале. Тем не менее следует использовать любую возможность полевого определения ОГХ хотя бы для того, чтобы составить суждение о результатах лабораторных определений – основных в современной практике гидрофизических исследований.

Так, например, следуя смысловому определению ОГХ, данному основоположником теории влагопереноса Букингемом (Buckingham E., 1907), ее можно установить по равновесному распределению влаги над уровнем грунтовых вод. В этом случае мерой потенциала влажности служит превышение точки отбора пробы породы на влажность над УГВ. Однако данный способ определения ОГХ состоятелен, если во время отбора проб породы на влажность интенсивность движения влаги через зону аэрации пренебрежимо мала, исследуемая толща породы однородна, а поверхность грунтовых вод не только неподвижна, но и искривлена слабо. В зоне аэрации слоистого сложения (при соблюдении прочих условий) таким же образом могут быть определены фрагменты ОГХ, ограниченные значениями потенциала влажности, соответствующими ординатам кровли и подошвы слоя.

Метод определения ОГХ по равновесному распределению влажности над УГВ использован В.Н.Чубаровым в работе, посвященной оценке инфильтрационного питания грунтовых вод песчаной пустыни Каракум через зону аэрации (1972). При этом автор справедливо отмечает, что метод применим в условиях отсутствия потока влаги, предполагая априорно существование таких условий на участках заросших песков.

Рассмотрим аргументы, послужившие доказательством равновесности эпюры влажности. Их два. Первый – основан на предположении сбалансированности "потока атмосферной влаги" десукцией растительностью, а не на результатах количественного исследования. Возражение по поводу первого аргумента состоит в следующем: для

того, чтобы быть уверенным в оценке инфильтрационного питания грунтовых вод столь малой интенсивности, как 6,8 мм/год (такой величиной В.Н.Чубаров оценивает современное питание грунтовых вод в районах развития барханных перевеваемых песков с мощностью зоны аэрации более 5 м), необходимо иметь возможность регистрировать дисбаланс между "атмосферным потоком влаги" и десукцией, много меньший, чем 6,8 мм/год. Однако возможность проведения эксперимента с такой точностью с помощью современных технических средств проблематична.

Таков же и второй аргумент, основанный на убеждении, что в средней части разреза зоны аэрации влажность "почвогрунта" ниже влажности завядания и поэтому через нее влагообмен между атмосферой и грунтовыми водами должен быть исключен. Как тогда объяснить, что эта средняя часть разреза зоны аэрации (зона II), отстоящая от УГВ всего на 10–20 м, в условиях отсутствия потока влаги может иметь влажность, меньшую влажности завядания, если последняя характеризуется потенциалом влажности не менее 150 м вод.ст? [21] .

Исходя из положения, что в общем случае поток влаги через зону аэрации отличен от нуля, близость действительного профиля влажности к равновесной эпюре следует оценивать с помощью неравенства

$$q/k(h_\rho^*) \ll 1. \qquad (14)$$

Если неравенство (14) соблюдается на участке профиля влажности до отметки, на которой значение потенциала влажности равно h_ρ^*, то по распределению влаги над УГВ можно определить фрагмент ОГХ в интервале значений потенциала влажности $h_\rho \in [0, h_\rho^*]$.

Однако интенсивность потока, как правило, является искомой и поэтому неизвестной. В такой ситуации возникает необходимость привлечения дополнительной экспериментальной информации. В данном отношении эффективно сочетание измерений влажности и потенциалов влажности, выполняемых синхронно в точках разреза породы с различной влажностью, например, на разных расстояниях от УГВ (Пашковский И.С., 1971). Получаемые при этом значения образуют парные соответствия, принадлежащие искомой ОГХ независимо от наличия потока влаги, но сами измерения будут тем точнее, чем ближе режим влагопереноса к стационарному и (или) чем менее инерционны используемые измерители влажности и потенциалов влажности. При неизвестной интенсивности потока влаги оценка величины h_ρ^* осуществляется по отклонению кривой $h_\rho(Z)$ от биссектрисы координатного угла $h_\rho OZ$.

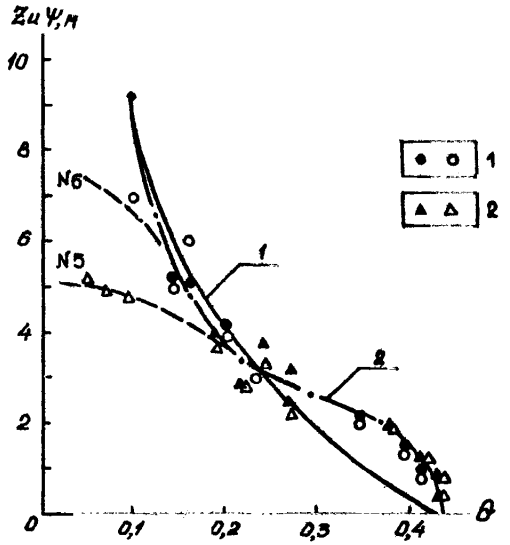


Рис.I. Результаты измерений влажности и потенциалов влажности пород над уровнем грунтовых вод [26]

I – шурф 6; 2 – шурф 5; Закрашенные знаки – значения $\theta(\psi)$, незакрашенные – $\theta(z)$. Цифры у кривых: I – ОГХ по аппроксимации И.С.Пашковского; 2 – действительная ОГХ

Преимущества полевого определения ОГХ с ее последующей кусочно-полиномиальной аппроксимацией (см.раздел 2) можно продемонстрировать на результатах экспериментальных исследований, заимствованных из работы [26]. На рис.I представлены значения влажности и потенциалов влажности, измеренные на разной высоте от УГВ (шурфы 5 и 6, глубина УГВ – II,4 и 5,3 м соответственно).

Анализ профилей потенциала влажности показывает, что по шурфу 5 кривая $h_p(Z)$ мало отклоняется от биссектрисы координатного угла $h_p OZ$ до $Z \sim 3$ м, а по шурфу 6 – до $Z \sim 5$ м (см.рис. 77а [26]). Таким образом, в качестве фрагмента искомой ОГХ могут быть приняты фрагменты профилей влажности по шурфу 5 – до отметки 3 м, а по шурфу 6 – до отметки 5 м от УГВ. Кстати, на этих отметках неравенство (I4) выполняется в обоих случаях, а фрагменты профилей влажности на общем участке, т.е. до отметки 3 м над УГВ, совпадают хорошо.

Фрагмент ОГХ, восстановленный по данным полевых измерений влажности и потенциалов влажности (см.рис.I), существенно отличается от своего аналога, построенного И.С.Пашковским с помощью аппроксимации, имеющей вид

$$\bar{\theta} = e^{-\psi/H_к},$$

где $\bar{\theta}=(\theta-\theta_0)/(\theta_m-\theta_0)$; θ_0 – влажность, соответствующая максимальной молекулярной влагоемкости; $H_к$ – приведенная высота капиллярного поднятия; $\psi=|h_p|$.

Если сравнивать кривые I и 2 по их производным, то различия между ними существенны во всем интервале изменений влажности, а при ψ = 2,5 м они различаются более чем в два раза.

Известна еще одна модификация полевого способа определения ОГХ, реализуемая путем установки пористого зонда тензиометра в интервале глубин, где ожидаются наибольшие изменения влажности, а парные измерения влажности и потенциала влажности производятся также синхронно и на одних и тех же отметках. Данная модификация способа описана, например, в работе [20] , автор которой ограничивается рекомендацией выбирать частоту измерений "с таким расчетом, чтобы получить достаточное количество значений влажности грунта для составления зависимости $\theta(P)$", т.е. ОГХ. Им же отмечается, что в полевых условиях параметры влагопереноса определяют "в естественном диапазоне изменений θ и P" (соответственно влажности и потенциала влажности), а "невысокая точность измерений влажности традиционными методами... ограничивает применимость полевых методов определения гидрофизических параметров".

Цитируемые выводы спорны, поскольку носят декларативный характер, не предваряясь хотя бы минимальными сведениями о конкретной реализации эксперимента и характеристиках использованных технических средств. Кроме того, "диапазон изменений θ " можно расширить по сравнению с "естественным" посредством искусственного регулирования влажности (например, поливом - как это рекомендует И.С.Пашковский [26]), а для повышения точности измерений использовать те же способы, которые так же декларативно оцениваются как "довольно точные". К отмеченному следует добавить, что при изучении нестационарного влагопереноса измерители влажности и потенциала влажности должны обладать достаточным быстродействием или, что то же самое, - малой инерционностью.

Метод капилляриметрии. Капилляриметр представляет собой устройство, предназначенное для изучения основной гидрофизической характеристики (ОГХ) на образцах пористых материалов в интервале изменений потенциала влажности от 0 до -85 кПа. При этом реализуется способ, основанный на принципе самопроизвольного выравнивания потенциалов влаги двух пористых тел, приведенных в контакт друг с другом. Водонасыщенная тонкопористая мембрана капилляриметра играет роль вспомогательного пористого тела, потенциал которой регулируется величиной разрежения газа, создаваемого в вакуумной системе.

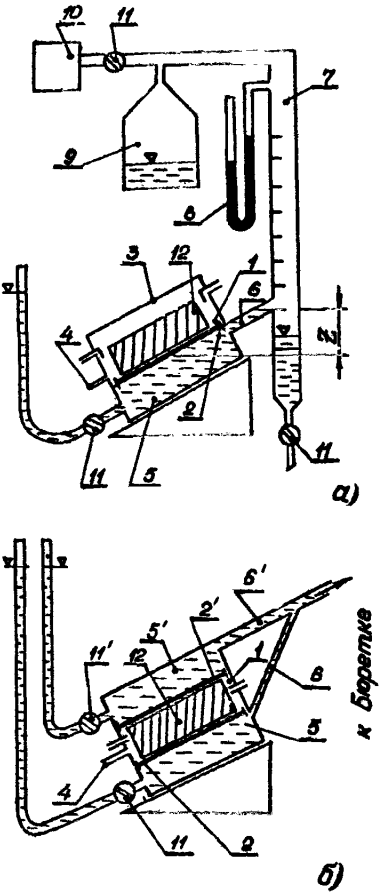


Рис.2. Капилляриметр конструкции [6]
а – однокамерный вариант, б – двухкамерный

В специальной литературе описан целый ряд модификаций капилляриметра [6,8,II,I4,I5,20, 32]. Если сравнивать их по способу задания и регулирования потенциала воды, насыщающей тонкопористую мембрану, то упомянутый ряд распадается на два типа, общим прототипом одного из которых является капилляриметр Корнева, а другого – капилляриметр Секера. В общем случае капилляриметр (рис.2) содержит рабочую камеру I, смонтированную на тонкопористой мембране 2. Рабочая камера снабжена крышкой 3 и вмонтированным капилляром 4, связывающим внутренний объем камеры с атмосферой, что позволяет существенно уменьшить испарение влаги с поверхности образца, сохраняя над ним атмосферное давление. Система задания потенциала включает подмембранную камеру 5, соединенную с помощью трубок 6 с измерительной емкостью 7 (бюреткой) и вакуумной линией, к которой подсоединены датчик давления 8, балластная емкость 9 (ресивер) и форвакуумный насос I0, отключаемый при помощи вентиля II. Основное различие состоит в том, что в капилляриметрах Корнева подмембранная камера заполнена водой, а в капилляриметрах Секера – газом.

Схема проведения эксперимента тоже одинакова. Перед началом определений исследуемый образец I2 и тонкопористую мембрану насыщают дистиллированной водой. Образец устанавливают в рабочую камеру, приводя его в плотный контакт с тонкопористой мембраной.

Насыщение мембраны водой производят для того, чтобы она могла пропускать поток жидкости и растворенные в ней вещества, не пропуская при этом частиц исследуемого материала и объемный поток газа.

Потенциал воды, насыщающей тонкопористую мембрану, вычисляют по формуле

$$\psi = \frac{P_{атм} - P_{ман}}{\rho} + gz, \quad \frac{дж}{кг}$$

или, выражая величину потенциала через эквивалентное давление и принимая $P_{атм}$ за начало отсчета, т.е. условное нулевое значение[x]

$$\psi = - P_{ман} + \rho g z, \text{ Па},$$

где $P_{атм}$ – атмосферное давление; $P_{ман}$ – давление (разрежение), измеряемое датчиком давления; $\rho g z$ – давление столба воды в вакуумной системе капилляриметра на тонкопористую мембрану при положительном направлении оси z вверх (высота столба воды отсчитывается от мембраны).

Определения начинаются с момента задания первого значения потенциала. С этой целью в вакуумной линии капилляриметра понижают давление газа (создают разрежение) и поддерживают его до тех пор, пока не прекратится перетекание влаги из образца через тонкопористую мембрану.

Равновесное влагосодержание образца, пересчитанное на его единичный объем, ставят в соответствие заданному значению потенциала, и эту пару значений принимают в качестве точки, принадлежащей искомой ОГХ. Для определения следующей точки ОГХ задают новое значение потенциала[xx].

На заключительном этапе исследования по полученным точкам восстанавливают кривую ОГХ, применяя те или иные методы интерполяции (см. раздел 2).

Кажущаяся простота эксплуатации обусловила преимущественное распространение на практике капилляриметров Секера. Что же

---

[x] Отметим, что сложившаяся традиция задавать величину ψ, пренебрегая вариациями атмосферного давления, приводит к погрешностям в результатах определения ОГХ.

[xx] В работе [14] рекомендуется понижать давление в камерах устройства на 100 кПа, но это достижимо только теоретически и только при повышенном атмосферном давлении.

касается вопроса о достоверности получаемых при этом результатов, то он, судя по следующим цитатам, остается открытым. Так, О.В.Шаповаловой (1964) отмечается: "Точность определений (равновесного влагосодержания) контролируется путем сопоставления значений объемов пор, из которых вода удаляется действием разрежения, полученных объемным и весовым способами, т.е. по объему воды, поступившей из исследуемого образца в... бюретку, и по уменьшению веса образца". Там же далее констатируется и предлагается: "Чем скорее заканчивается отсасывание воды и устанавливается равновесная влажность образца, тем лучше согласуются, как правило, результаты, полученные объемным и весовым способами. Поэтому применение бактериологических фильтров (вместо фильтров с большей проницаемостью и меньшим давлением барботирования) дает возможность ограничиться применением весового способа для определения суммарной водоотдачи образцов, а их водоотдачу под действием промежуточных значений разрежения определять объемным способом".

Позднее Н.А.Муромцев (1979) о причине возникновения ошибок определения ОГХ с помощью капилляриметров Секера отметил следующее: "Недостаток этого типа капилляриметров заключается в отсутствии контакта пористого фильтра (датчика) со свободной водой, что затрудняет контроль объемного потока воздуха через фильтр в образец почвы. Если такой поток воздуха имеет место, то он приводит к значительным ошибкам в измерениях".

Более конкретных суждений о достоверности результатов определения ОГХ при помощи капилляриметров Секера в специальной литературе не встретилось.

В свете приведенных цитат становится ясным, что ошибки определения ОГХ при помощи капилляриметров данного типа обусловлены нарушением предпосылки, лежащей в основе метода и заключающейся в том, что тонкопористая мембрана должна быть проницаемой для жидкости, но непроницаемой для объемного потока газа. Эта гипотеза косвенно подтверждается тем отмеченным выше фактором, что результаты определения равновесных влажностей образца, "полученные объемным и весовым способами", расходятся между собой тем больше, чем дольше поддерживается заданное разрежение, тогда как теоретически равновесное влагосодержание образца при неизменном значении потенциала (разрежения) должно сохраняться неопределенно долгое время.

Однако в капилляриметре Секера тонкопористая мембрана находится в контакте не со свободной водой, а с воздухом. При этом малые изменения потенциала влаги, сопровождающиеся столь же малыми изменениями насыщенности водой, могут привести к существенному увеличению ее газопроницаемости и, как следствие, транзитному потоку газа [8]. В такой ситуации потенциал влаги, насыщающей тонкопористую мембрану (а стало быть и потенциал влаги исследуемого образца), остается неопределенным и может быть измерен только независимым способом.

Результаты экспериментов свидетельствуют о высокой газопроницаемости керамических пластин, наблюдающейся даже при малом понижении потенциала влаги [8]. Это, по-видимому, было замечено и ранее, в связи с чем в капилляриметрах Секера, согласно рекомендации О.В.Шаповаловой (1964), используются ацетат-целлюлозные бактериологические фильтры производства Мытищинской фабрики ультрафильтров. Однако замена керамических пластин на ацетат-целлюлозные бактериологические фильтры, несколько снижая интенсивность транзитного потока воздуха, вовсе не исключает его. Следовательно, сохраняется возможность накопления ошибок в процессе определения ОГХ. О значимости возникающих при этом ошибок можно судить по данным следующего эксперимента [8].

Использован капилляриметр конструкции ВНИИГиМ, не имеющий существенных отличительных признаков от своего прототипа - капилляриметра Секера, известного по описанию С.И.Долгова (1948).

Исследован образец ненарушенного сложения диаметром 80 мм и высотой 30 мм, предоставленный суглинком, вскрытым на глубине 3,0-3,2 м шурфом 4/3 на территории Волгодонского участка. Удельная масса скелета образца – 2,67 г/см^3; объемная масса скелета – 1,47 г/см^3; пористость - 0,45; исходная влажность - 0,15 г/см^3, которая после насыщения на песчаной подушке и повышения потенциала влаги до уровня 0,25 кПа составила 0,42 г/см^3.

Тонкопористая мембрана диаметром 125 мм с двумя прокладками из тонкой хлопчатобумажной ткани того же размера, имевшая в воздушно-сухом состоянии общую массу 3,4 г, при замачивании впитала 8,5 г воды, часть которой ($\sim$ 0,7 г) перетекла в бюретку в процессе подготовки капилляриметра к работе.

Изменения влагосодержания образца изучены двумя независимыми способами: объемным способом (по наполнению бюретки водой) и взвешиванием образца, производившимся на каждой ступени разрежения

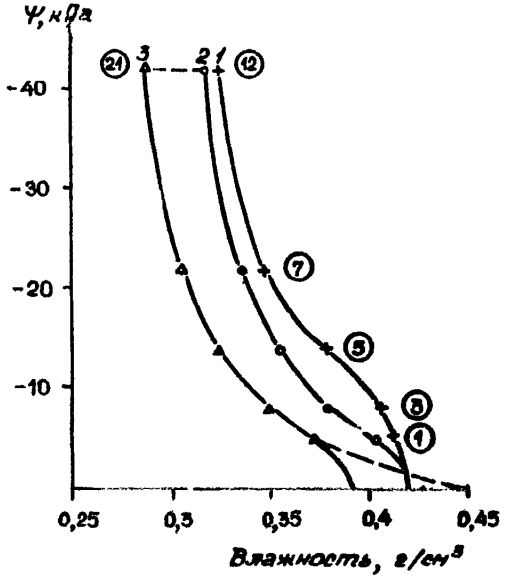


Рис.3. Результаты определения ОГХ на капилляриметре Секера. Кривая I получена весовым методом, 2 – объемным, 3 – объемным с помощью обратного пересчета

после прекращения поступления воды в измерительную бюретку. Заданное разрежение поддерживалось периодической откачкой воздуха (I–2 раза в сутки).

Результаты эксперимента представлены на рис.3, где показаны зависимости равновесного влагосодержания образца от потенциала влажности (разрежения), определенные по данным взвешивания (кривая I), прямого расчета уменьшения влажности образца по накоплению воды в измерительной бюретке (кривая 2) – это оказалось возможным потому, что была известна начальная влажность образца, а также обратного пересчета (кривая 3), выполненного согласно алгоритму, описанному в работе [I5]. Обведенные числа у кривых показывают время (в сутках) от начала эксперимента. Последнее число (2I) – время окончания эксперимента. Если исходить из предположения, что ошибки искомой зависимости обусловлены лишь потерями парообразной влаги, то при использовании процедуры прямого расчета кривая должна лежать правее кривой I. Нарушение такого порядка расположения кривых I и 2 может быть объяснено, во-первых, неучтенной водоотдачей фильтра и ткани, а также выносом растворенных солей из образца.

Сближение кривых при разрежении более I5 кПа объясняется преобладанием ошибок, обусловленных сушкой образца. При увеличении продолжительности эксперимента на последней ступени разрежения (42 кПа) происходила интенсивная сушка образца со скоростью ~ 0,5 г/сут, обусловленная транзитным потоком воздуха через него и фильтр (а не в обратном направлении, как отмечает Н.А.Муромцев). Все это приводит к перемещению точки ОГХ с ординатой 42 кПа с кривой I на кривую 3.

Влагосодержание образца на последней ступени разрежения обычно устанавливают весовым способом. Это приводит к "эффекту" уменьшения удельного объема образца, заполненного водой. Кривая 3, построенная по методу обратного пересчета, подобна кривой 2 и отстоит от нее по оси влажности на одну и ту же величину, существенно искажая неопределяемое начальное влагосодержание образца. К дополнительным ошибкам приводит встречаемая иногда на практике неоправданная интерполяция кривой 3 между влажностью, соответствующей полному насыщению порового пространства образца водой, и влажностью, соответствующей первой ступени разрежения, что на рис.3 показано пунктирной линией.

Проиллюстрируем возникновение ошибок в ОГХ, являющихся результатом указанных неучтенных потерь влаги.

Пусть остаточное влагосодержание образца составило θ_N, где N – номер последней ступени разрежения. Влагосодержание на i-й ступени разрежения вычисляется по формуле

$$\theta_i = \theta_N + \frac{1}{v}\sum_{j=1}^{N} V_j ,$$

где v и V_j соответственно объем исследуемого образца и объем воды, вытекшей в измерительную бюретку на j-й ступени разрежения.

Ошибка в определении θ_i составит $\Delta\theta_i$, причем

$$\Delta\theta_i = \frac{1}{v}\sum_{j=i+1}^{N} \Delta V_j ,$$

а при определении начального влагосодержания θ_0 будет

$$\Delta\theta_0 = \frac{1}{v}\sum_{j=1}^{N} \Delta V_j .$$

К этому следует добавить, что наибольшие ошибки ΔV_j в определении V_j, обусловленные потерей парообразной влаги, происходят при высоких степенях разрежения, а при интерпретации по приведенной выше процедуре они приписываются всем θ_i с более высоким значением влажности.

На рис.3 отражен лишь общий результат определения ОГХ, ошибки которого, обусловленные причинами, приводящими к отклонениям разного знака, не могут быть конкретизированы без проведения специальных экспериментов, включающих, в частности, процедуру тарировки капилляриметра и определения минерализации влаги (раствора), вытекающей на каждой ступени разрежения.

Капилляриметры Корнева обладают существенным преимуществом по сравнению с капилляриметрами Секера - тонкопористая мембрана, находящаяся в контакте с водой, не проницаема для объемного потока газа до разности давлений, меньшей давления барботирования. Другим важным преимуществом капилляриметра Корнева является возможность определения ОГХ по ветви увлажнения.

Однако классическая схема, реализованная в ряде современных модификаций устройства, предполагающая горизонтальное расположение мембраны [II,I4,I5,20,32] , при эксплуатации приводит к разрыву контакта между мембраной и водой, заполняющей подмембранную камеру. Последнее обусловлено скоплением пузырьков газа под мембраной, выделяющихся при дегазации воды. Отмеченный недостаток капилляриметров Корнева устранен в конструкции с наклонным (или вертикальным) расположением мембраны [6] .

Расположение мембраны под углом к горизонтальной плоскости формально эквивалентно увеличению толщины образца, что приводит к увеличению неопределенности задаваемого потенциала влаги. Однако эта неопределенность невелика и по своей величине не превышает

$$\delta = \rho g (D \sin\alpha + h \cos\alpha),$$

где D - диаметр образца; α - угол наклона мембраны к горизонту.

Методика подготовки и проведения эксперимента аналогична описанной выше. Однако процедура подготовки эксперимента дополнена тарировкой устройства.

Типичный вид тарировочной кривой для капилляриметра конструкции [6] с тонкопористой мембраной, изготовленной из керамической плитки производства Кучинского керамического завода, приведен на рис.4. Отметим, что керамическая мембрана диаметром I25 мм и толщиной 6 мм при намокании впитывает около 25 мл воды.

На рис.5 приведены результаты определения ОГХ, выполненные с помощью описываемого устройства для образца суглинка, размеры и свойства которого индентичны описанному выше. Кривая I предотавляет ОГХ, равновесное влагосодержание образца для которой определено весовым способом; кривая 2 - то же, равновесное влагосодержание образца для которой определено объемным способом без учета тарировочной кривой водоотдачи устройства; кривая 3 - то же с учетом тарировочной кривой.

После достижения равновесия на последней ступени разрежения (68 кПа) продолжение эксперимента (более I,5 месяца) не привело

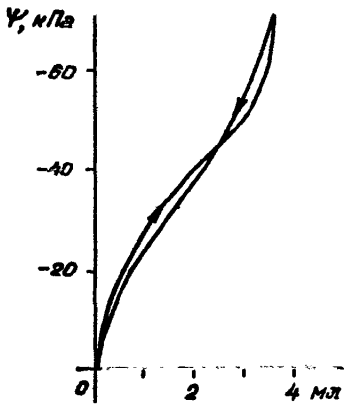


Рис.4. Тарировочная кривая однокамерного капилляриметра конструкции [6]

к изменению веса образца и не потребовало периодической откачки газа из вакуумной системы устройства.

Расхождение между кривыми I и 3, возрастающее в процессе эксперимента, объясняется выносом водно-растворимых компонентов, зарегистрированных по данным сопоставительных взвешиваний образца при одном и том же потенциале влажности. При этом потеря веса образца составила около 2,5 г.

На рис.2б приведена схема устройства с дополнительной камерой, тонкопористая мембрана которой контактирует с верхним торцом образца, что эквивалентно уменьшению высоты образца вдвое. Время установления равновесия при использовании двухкамерной конструкции устройства сократилось в среднем в 2,9 раза [8] . Использование более тонких мембран позволило бы приблизиться к теоретическому пределу, равному четырем.

В капилляриметрах Секера жидкость вытесняется в среду с нулевой насыщенностью, что может привести, во-первых, к проявлению на мембране так называемого концевого эффекта (т.е. к нарушению равенства потенциала влаги в направлении течения газа), а во-вторых, - к прекращению вытекания воды из образца при снижении насыщенности ниже некоторой величины. В действительности явления, происходящие в капилляриметрах Секера, сложнее моделей вытеснения тем, что вытесняемая жидкость взаимодействует с потоком газа, а это взаимодействие приводит к иссушению образца.

Методические рекомендации по определению ОГХ, содержащиеся, например, в работах [I4,I5,20] , следует рассматривать в свете проведенного анализа. Более конкретно: все замечания, касающиеся низкой достоверности определений, выполняемых с помощью капилляриметра Секера, могут быть перенесены и на результаты, получаемые с помощью капилляриметра конструкции ВНИИГиМ , а также устройств с осевой симметрией потока, когда во внутреннем объеме встроенного пористого зонда, не заполненного водой, поддерживается заданное разрежение.

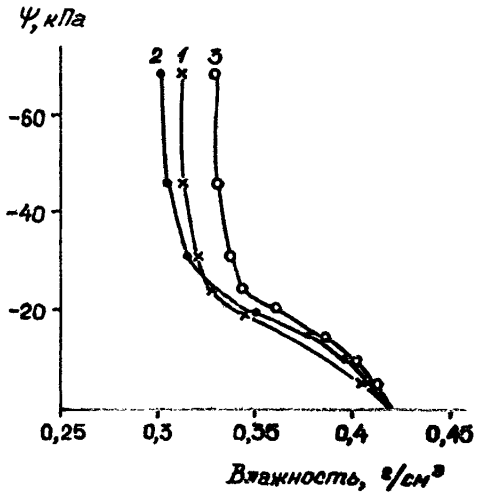


Рис.5. Результаты определения ОГХ на капилляриметре конструкции [6]. Кривая I получена весовым способом, 2 – объемным без учета тарировочной кривой, 3 – объемным с учетом тарировочной кривой

Несостоятелен также метод определения "равновесной эпюры влажности" (термин, понимаемый как синоним ОГХ), сущность которого "заключается в проведении наблюдений за скоростью движения границы увлажнения в колонке сухого грунта, подпитываемого с нижнего торца", и определении влажности по всей высоте колонки после окончания опыта. Последний рекомендуется прекращать, когда наступает равенство между скоростью поглощения воды в нижнем торце колонки и испаряемостью воды, измеряемой в тех же "климатических" условиях с помощью испарителя [I3]. Очевидно, что, следуя этим рекомендациям, будет получен единственный синхронный профиль влажности, в общем случае неустановившийся, сформировавшийся на момент времени, когда расход через нижнее сечение колонны составит ~ 1000 мм/год, т.е. профиль, имеющий неопределенное отношение к равновесному.

Необходимо сказать еще об одном методе определения ОГХ – методе, реализуемом с помощью центрифугирования образцов.

В широко известной монографической работе С.И.Долгова (I948) отмечается, что на возможность определения ОГХ при помощи центрифугирования образцов обратил внимание У.Гарднер (I920), а способ расчета указал Р.Скофилд (I935). Там же дается обстоятельный обзор результатов исследований, вскрывающий существенные недостатки метода, без устранения которых он несостоятелен. Однако метод вновь "предложен" и активно пропагандируется В.Н.Чубаровым (I968, I972, I973 и др.). При этом проблемы метода, сформулированные далее, остаются нерешенными.

Как известно, метод основан на принципе уравновешивания потенциалов влажности и центробежных сил в исследуемом образце, вращающемся с заданной скоростью вокруг вертикальной оси. При этом:

- действие центробежных сил распространяется не только на жидкость, заключенную в пористой среде, но и на "твердый" скелет, что приводит к деформации образца и, как следствие, к изменению его водно-физических свойств;

- при плохой дренированности образца и его большой влажности возникает плотностная дифференциация компонентов, что вызывает переувлажнение части образца, находящейся ближе к оси вращения;

- вытекание воды из образца происходит в среду, имеющую нулевую насыщенность вытекающей фазы, что обусловливает проявление концевого эффекта на периферическом конце образца, т.е. установление некоторого, не уменьшающегося при постоянной скорости вращения значения насыщенности, которое заведомо неизвестно.

Пока не решены отмеченные проблемы, метод центрифугирования не может быть рекомендован, по крайней мере, для образцов со слабой структурной прочностью.

Формально попытка учесть деформации образца путем введения в расчеты его "высоты", измеренной на каждой ступени центрифугирования[x], предпринята Л.Г.Поповым (1980). Тем самым констатируется факт существенности деформаций. Но тогда их следовало связать с изменениями пористости, величина которой также используется в расчетах, а главное – указать способ восстановления ОГХ для образца в его исходном состоянии по данным эксперимента, в процессе проведения которого исследуемый образец претерпевает существенные изменения.

Теперь обратимся к формуле, используемой В.Н.Чубаровым для вычисления потенциала влажности:

$$\psi - \psi_c = \frac{R_n^2 h}{300^2}\left(1 - \frac{h}{2R}\right), \qquad (15)$$

где R – расстояние от оси вращения до внешнего края образца; n – число оборотов центрифуги в минуту; h – "расстояние пробы грунта центрифугируемого образца от его внешнего края в см" (Чубаров В.Н., 1968, 1972, 1973 и др.).

---

x) Л.Г.Попов не сообщает, какие деформации имеются в виду – измеренные во время вращения образца или после остановки центрифуги (т.е. остаточные), хотя они могут существенно различаться между собой.

Согласно выражению (I5) получим:

$$\varphi_c(h-R)=\frac{R^2n^2}{2\cdot 300^2}\ ,\quad a\ \varphi_c(h-0)=0,$$

но, как известно, потенциал центробежных сил равен нулю на оси вращения, а на расстоянии $r=r_{max}=R$ - максимален. Формула (I5) получена в предположении, что существует связь

$$\varphi_c=\frac{\int_0^h \vec{F}\,dh}{m}\ ,$$

где $\vec{F}$ - сила, действующая на массу воды m.

В действительности потенциал векторного поля $\frac{\vec{F}}{m}$ определяется соотношением

$$\frac{\vec{F}}{m}=\nabla\tilde{\varphi}_c\ ,$$

в соответствии с которым

$$\tilde{\varphi}_c=\frac{(R-h)^2\omega^2}{2}\ ,$$

где ω - угловая скорость.

Выбор предлагаемой В.Н.Чубаровым калибровки потенциала центробежных сил, по всей вероятности, связан с предположением о том, что на периферическом торце образца реализуется условие полного насыщения ($\psi = 0$ при $h = 0$).

Те же замечания относятся к способу определения ОГХ, предложенному М.М.Батыршиным [5] .

Завершая обзор лабораторных методов определения ОГХ, отметим, что в интервале значений потенциала влажности от 0 до -85 кПа наиболее достоверные результаты могут быть получены с помощью капилляриметра Корнева.

5. Методы определения зависимости коэффициента влагопереноса от влажности или потенциала влажности проводящей среды

Все методы экспериментального определения данной зависимости условно могут быть разделены на две группы: основанные на интерпретации стационарного и нестационарного режимов влагопереноса. К первой из них следует отнести методы, реализуемые с помощью потокомеров и колонн[x)]. Несмотря на ряд присущих им методических не-

x) См.обобщающую работу А.М.Глобуса (I969 г.).

достатков (например, неопределенность значения влажности или потенциала влажности, в соответствие которому должна быть поставлена искомая величина коэффициента влагопереноса), наиболее достоверные результаты получены при помощи именно этой группы методов. Основным же их недостатком считается продолжительность эксперимента, квадратично возрастающая с длиной исследуемого образца.

На преодоление этого действительно серьезного недостатка направлены разработки, отнесенные ко второй группе методов. Их также условно можно разделить на две подгруппы: основанные на интерпретации "естественного" (или в общем случае сложившегося произвольно) режима влажности и на интерпретации режима вытекания воды из образца при создании на границе вытекания и (или) внутри образца специальных условий. Использование методов, отнесенных ко второй группе, сопряжено с необходимостью решения обратной задачи влагопереноса.

Остановимся на методах интерпретации "естественного" режима влажности.

Для решения обратных задач по определению параметров влагопереноса наибольшее распространение получили так называемые прямые методы, суть которых заключается в непосредственном разрешении уравнения влагопереноса относительно искомых параметров. В конечном итоге процедура сводится к решению системы уравнений, как правило, с плохо обусловленной матрицей. Одной из причин плохой обусловленности и, как следствие, получения результата, противоречащего физическому смыслу, является применение операции численного дифференцирования для вычисления элементов матрицы системы уравнений. В некоторых случаях абсурдность результатов связывают с большими ошибками измерений и (или) малым объемом исходной информации. Однако результаты могут быть абсурдными и при малых ошибках и при большом объеме информации - причина кроется в некорректности задачи.

Рассмотрим метод "элементарных балансов" (Лебедев А.В., 1972).

По режиму влажности и температуры восстанавливаются две константы D_θ и D_T', являющиеся коэффициентами линеаризированного уравнения неизотермического влагопереноса:

$$\theta_t = D_\theta \cdot \theta_{zz} + D_T' T_{zz} - K_{\theta_z}. \qquad (16)$$

Метод состоит в том, что производные θ_t, θ_{zz}, T_{zz}, K_{θ_t} заменяются конечными разностями, значения которых определяются

по режиму $\theta(t)$ и $T(t)$; уравнение (I6) рассматривается как алгебраическое относительно неизвестных D_θ и D_T'. По совокупности данных эксперимента θ_i, T_i составляется система уравнений для D_θ и D_T'. Если $i > 2$, то полученная система уравнений будет переопределенной и для ее решения применяется метод наименьших квадратов. В рассматриваемой работе для системы трех уравнений

$$\begin{aligned} -46\cdot10^{-4} &= -0{,}06\ D_\theta + 0{,}68\ D_T' \\ -228\cdot10^{-4} &= -0{,}13\ D_\theta + 3{,}12\ D_T' \\ -34\cdot10^{-4} &= 0\ .\ D_\theta + 3{,}75\ D_T' \end{aligned} \qquad (17)$$

указанным методом получены следующие значения искомых констант: $D_\theta = 0{,}1333$ м^2/сут, $D_T' = -11{,}4\cdot10^{-4}$ м^2/град·сут. Поскольку исходная задача содержит только два неизвестных, то формально для ее решения достаточно двух уравнений. Воспользовавшись первыми двумя из системы (I7), получим для D_θ значение $-112\cdot10^{-4}$ м^2/сут. Абсурдный результат является закономерным отражением неустойчивости метода "элементарных балансов".

Правомерность метода "элементарных балансов" может быть поставлена под сомнение еще и с других позиций. При полной адекватности модели изучаемому явлению (т.е. при точном выполнении уравнения (I6) для любых θ и T) система алгебраических уравнений типа (I7) должна быть вырожденной. Иными словами, используя для идентификации D_θ и D_T' только уравнение (I6), возможно установить лишь бесконечное множество пар D_{θ_j}, D_{T_j}. Для того, чтобы выделить единственную пару необходимо привлечь дополнительную информацию. Тот факт, что система (I7) оказалась невырожденной (наряду с неустойчивостью численного дифференцирования при вычислении значений $\theta_t, \theta_{zz}, T_{zz}, \kappa_{\theta_T}$) свидетельствует о неадекватности модели исследуемому явлению, т.е. о неправомерности линеаризации уравнения (I6).

Можно показать, что так же неустойчивы процедуры определения $\kappa(\theta)$ по $\theta(t)$ и $\kappa(\psi)$ по $\psi(t)$ на основе метода конечных разностей или метода последовательных синхронных профилей влажности, описанные в работах И.С.Пашковского (I973), А.Б.Ситникова (I978), [40] и в обзоре Р.Рагаба, Дж.Фейена и Д.Хиллела (Ragab R., Feyen J. and Hillel D., 1981).

В работах [I6, 3I] излагается алгоритм решения обратной коэффициентной задачи влагопереноса, исключающий процедуру численного дифференцирования. Для этого предлагается воспользоваться

приемом, описанным В.Б.Георгиевским (1971). Однако применение интегральных преобразований даже в линейном случае сопряжено с необходимостью серьезного анализа (Полубаринова-Кочина П.Я.,1977) и не гарантирует получение системы уравнений с хорошо обусловленной матрицей.

Дифференциальные уравнения, рассматриваемые относительно параметров (когда параметры считаются неизвестными, а в качестве коэффициентов выступают производные от измеряемой функции – влажности или потенциала влажности), не являются отображением какого-либо реального процесса и не несут физического смысла закона сохранения. Поэтому выполняемые формальные преобразования не могут наполнить их физическим содержанием.

Некоторые авторы рекомендуют сделать матрицу хорошо обусловленной. Такое предложение трудно признать конструктивным, так как не указывается алгоритм решения задачи нетривиальной уже для четырех-пяти переменных. Применение эмпирических аппроксимаций параметров влагопереноса позволяет свести задачу поиска неизвестной функции к поиску малого числа неизвестных констант [16, 28, 30, 38, 40]. Это упрощает процедуру восстановления, но является мерой вынужденной и осуществляется в ущерб адекватности модели.

В работе [16] помимо интегральных преобразований и аппроксимации искомого параметра в интегральном аналоге уравнения влагопереноса исключается расход влаги в фиксированном сечении колонки с породой, что приводит к разностной форме интегрального уравнения. Произведенное исключение формально эквивалентно операции div поэтому поставленную цель – избежать численного дифференцирования – нельзя считать достигнутой. После выполненных преобразований для определения двух конотант предлагается применять метод подбора.

Рассмотренный прием восстановления параметров влагопереноса не имеет преимуществ, в частности перед традиционным методом подбора, рассмотренным выше.

Таким образом, априорная возможность применения классических методов решения не дает гарантии, что таким способом может быть получено разумное решение. Для преодоления указанных трудностей необходимо применять специальные регуляризирующие алгоритмы.

Перейдем к рассмотрению методов, основанных на интерпретации режима вытекания воды из исследуемого образца.

Недавно опубликованы работы [I4, I5, 20], в которых данному вопросу уделяется большое внимание. При этом в работе [I5] зависимость коэффициента влагопереноса от влажности рекомендуется определять с помощью капилляриметра конструкции ВНИИГиМ. Вытекание воды из образца, установленного в рабочей камере капилляриметра в плотном контакте с тонкопористой мембраной, инициируется обычным способом - изменением потенциала влажности мембраны. Для расчета коэффициента влагопереноса предлагается формула

$$\kappa_i = 0{,}24 \frac{W_1}{t_1 F \tau'_\kappa}, \text{ м/сут},$$

где W_1 - "объем воды, $см^3$, вытекшей в первый период времени (t = 0,5..... I,0ч) при рассматриваемом разрежении", F - площадь поперечного сечения монолита, $см^2$; τ'_κ - "действующий градиент капиллярного давления, равный разности разрежений на рассматриваемой и предыдущей ступени, деленной на высоту монолита".

Несостоятельность предлагаемого метода более чем очевидна. Во-первых, градиент потенциала влажности в образце на каждой ступени разрежения зависит от времени, принимает значения от бесконечности (t = 0) до нуля ($t \to \infty$), поэтому величина τ'_κ имеет неопределенное отношение к "градиенту капиллярного давления". Во-вторых, выбор интервала $(0, t_1)$ производится независимо от степени завершенности процесса, имеющего релаксационный характер. Поэтому не случайно, что "...кривые $\kappa(\theta)$ и $\kappa(\psi)$ не всегда являются монотонными." Для получения монотонной зависимости вводится "удельный коэффициент влагопроводности", величину которого следует вычислять по формуле

$$\kappa^* = \frac{\kappa}{n_d}, \left[\frac{\text{м}}{\text{сут}} \cdot \frac{\text{I}}{\%}\right],$$

где n_d - дифференциальная пористость "в процентах от объема грунта" (определяется по данным того же эксперимента).

Авторы данного обзора затрудняются комментировать вопрос о целесообразности практического использования κ^*.

Помимо сделанных замечаний, напомним, что капилляриметр конструкции ВНИИГиМ является, по существу, капилляриметром Секера. Механизм образования ошибок при определении объема вытекшей воды на устройствах этого типа рассмотрен выше (см. раздел 4).

В работах [I4, 20] для определения зависимости $\kappa(\psi)$ рекомендуется использование устройств с цилиндрическим керамическим зондом,

не заполненным водой. Отметим, что подобные устройства также могут быть отнесены к капилляриметрам Секера, которым присущи те же ошибки определений.

Зависимость $\kappa(\theta)$ определяется также по данным центрифугирования образцов (Чубаров В.Н., 1968, 1972, 1973 и др.). Расчет производится по формуле

$$\kappa = \frac{\Delta h(\theta_{i,i+1,j} - \theta_{i,i+1,j+1})}{\Delta t(R\frac{n^2}{300^2}(1-\frac{h_{i-1}}{R})-(\frac{\Delta\psi}{\Delta h})_{cp.})}, \qquad (18)$$

где $\theta_{i,i+1,j}$ – средние значения объемной влажности образца (в долях единицы), ограниченного сечениями i и $i+1$ соответственно на момент времени j и $j+1$; остальные обозначения те же, что и в формуле (15).

Формула (18) представляет собой конечно-разностный аналог уравнения влагопереноса, описывающего нестационарный процесс. Поэтому предложение В.Н.Чубарова использовать для вычисления κ по (18) метод смены стационарных состояний противоречит возможности расчета разностной производной $\Delta\theta/\Delta t$, поскольку переход из одного стационарного состояния в другое в общем случае не связан с временем изменения влажности.

Кроме того, следует иметь в виду и те замечания, которые были сделаны по методу центрифугирования в целом (см. раздел 4).

Методы, основанные на интерпретации режима вытекания воды из исследуемого образца, в основном были разработаны более 30 лет назад. Анализ возможности их применения содержится в работе А.М.Глобуса (1969).

6. Инерционность измерительных средств

Экспериментальные данные о режиме влажности пород представляют собой хронологические ряды значений влажности и (или) потенциалов влажности, измеренных в фиксированных точках изучаемого геологического тела. Эти данные служат исходной информацией, используемой для восстановления потока влаги путем решения обратной задачи влагопереноса. Очевидно, что достоверность вычисленных значений потока во многом определяется качеством исходной информации, т.е. достоверностью измеренных величин.

Можно утверждать, что проблемы измерения влажности и потенциала влажности еще не стали предметом серьезного изучения со

стороны специалистов-метрологов. Не имея возможности осветить эту проблему в целом, коснемся лишь одной из ее сторон – инерционности измерений.

Инерционность измерений определяется двумя составляющими: временем, необходимым для установки измерительного средства в нужную позицию и регистрации показаний отсчета, а также временем, необходимым для установления термодинамического равновесия между породой и измерительной системой устройства, т.е. его собственной инерционностью.

Вопросы, связанные с инерционностью измерений влажности с помощью нейтронного каротажа скважин, рассмотрены в приложении 3. Аналогичные замечания могут быть сделаны и к термостатно-весовому методу, поскольку он связан с необходимостью затрат времени на отбор проб пород на влажность.

Инерционность измерительных средств в общем случае может рассматриваться как мера несогласованности между скоростью протекания изучаемого явления и реакцией на него используемого измерительного средства. Последнее обусловлено переходными процессами, происходящими в измерительной системе. При изучении неустановившегося режима влажности инерционность устройства становится основным параметром, определяющим его пригодность для данного исследования.

Инерционность тензиометра как устройства, используемого для прямых измерений потенциала влажности пород, определяется многими факторами, среди которых наиболее важными являются проницаемость зонда, вживляемого в породу, наличие нежестких элементов конструкции и газа в измерительной системе, чувствительность манометра, а также время приведения устройства в рабочее состояние, необходимое, например, для восстановления давления в системе после разгерметизации для удаления скопившегося газа (Глобус А.М., 1969; Рупасов В.И. и др., 1973; Муромцев Н.А., 1979; Муромцев Н.А. и Братчиков И.М., 1981; Шутор Ю., 1981; [1, 4] и др.).

Бороться с инерционностью измерений можно двумя способами: уменьшать инерционность измерительных средств путем их совершенствования и (или) "исправлять" результаты измерений, выполненных с помощью заведомо инерционного устройства. Оба способа непротиворечивы и могут дополнять друг друга.

Несмотря на то, что важность уменьшения инерционности устройств очевидна, предлагаемые в последние годы технические решения не ориентированы на эту задачу. Проведем краткий анализ заявленных технических решений.

Так, С.А.Гаврилов, Ю.Г.Головченко и Г.И.Голуб предлагают поплавковый нуль-тензиометр, отличающийся тем, что всасывающее давление измеряется водяным манометром, для чего в плече установлен уровнемер, выполненный в виде поплавка. С помощью последнего регистрируется уровень воды, который поддерживается на заданной отметке изменениями разрежения газа над уровнем воды [2] .Действительно, предлагаемая схема устройства, цель которой повысить точность измерений, обладает незначительной инерционностью.Однако в вакуумной системе возбуждается непрерывный поток газа, что приводит к систематическому выносу пара, а следовательно, - к "подтягиванию" влаги из породы к пористому зонду тензиометра.При малой влажности породы индуцированный поток влаги может оказаться сопоставимым с изучаемым и, несмотря на компенсационную схему измерения, точность измерений будет невысокой.

В другой конструкции поплавкового тензиометра [I4] всасывающее давление регистрируется по положению поплавка, который перемещается в трубке с водой в результате изменения объема газа внутри поплавка (закрытого снизу "полупроницаемой" мембраной) при изменении давления в трубке, соединенной с зондом тензиометра. Инерционность данного устройства обусловлена двумя факторами:наличием воздуха внутри поплавка и слабопроницаемой мембраны.Попутно заметим, что устранение мембраны, закрывающей нижний торец поплавка, не только снизило бы инерционность устройства, но и сделало бы его подготовку к работе более технологичной,поскольку в этом случае начальную установку давления можно осуществить при заполненном водой тензиометре.

Н.Е.Дзекунов и Б.А.Файбишенко предлагают схему глубинного тензиометра, содержащего зонд и соединенный с ним балластный сосуд, который снабжен кольцевой перегородкой с полым патрубком, обращенным вниз. Перегородка разделяет сосуд на верхнюю и нижнюю камеры; обе камеры частично заполнены водой и каждая из них соединена с механическим вакуумметром при помощи металлических трубок. Объем верхней камеры рекомендуется принимать равным 80–I00 $см^3$, а нижней - 30 $см^3$ [20] .

Тензиометр обладает высокой инерционностью, обусловленной большими объемами камер и трубок вакуумной системы, не заполненными водой. Кроме того, измерение потенциала влажности возможно лишь при неизменном уровне воды в нижней камере. Однако предложенная конструкция балластного сосуда позволяет поддерживать

уровень воды постоянным только при сохранении или уменьшении значения потенциала влажности породы - в противном случае произойдет подъем уровня воды в обеих камерах и соединительных трубках, причем относительная разность показаний вакуумметров сохранится. В этом случае измерение потенциала влажности породы будет ошибочным из-за неопределенности уровня воды в нижней камере, которую невозможно диагностировать по показаниям вакуумметров.

В процессе эксплуатации в вакуумной системе тензиометра накапливается газ, и это происходит даже при сравнительно малых разрежениях за счет его диффузии через зонд и выделения из воды. Для удобства в схему тензиометра вводится газовая ловушка (воздухоулавливатель), позволяющая, по возможности, быстро удалить его и привести устройство в рабочее состояние. Однако процедура удаления газа из тензиометра сопряжена с необходимостью разгерметизации его вакуумной системы, в результате чего возникает длительный период релаксации потенциала воды, заполняющей тензиометр, до уровня измеряемого потенциала влажности.

Для уменьшения потерь времени, обусловленных релаксацией устройства после разгерметизации, И.С.Рабочев, Н.А.Муромцев и Э.Т.Пягай предлагают использовать сосуд, заполненный водой, и соединить его герметично с воздухоулавливателем через патрубок с вмонтированным керамическим фильтром [3]. Конструкция позволяет доливать воду в тензиометр без его разгерметизации. Однако целесообразность данного технического решения не очевидна. Во-первых, выделяющийся газ будет скапливаться в воздухоулавливателе на слабопроницаемом фильтре, и проблема выпуска воздуха без разгерметизации устройства остается нерешенной. Во-вторых, если встроенный сосуд, отделенный от вакуумной системы тензиометра слабопроницаемым фильтром, заполнен водой частично, то инерционность устройства по сравнению с прототипом существенно возрастает.

Для уменьшения релаксационного периода после разгерметизации тензиометра С.Н.Кот и др. предлагают восстанавливать рабочее давление после удаления газа путем изменения внутреннего объема вакуумной системы [1].

Перспективным направлением повышения достоверности измерений влажности и потенциала влажности, как отмечалось выше, является "исправление" измеренных величин. При этом имеется в виду восстановление действительного режима влажности (потенциала влажности) по характеристикам заведомо инерционного устройства и режиму его

показаний, что может быть осуществлено численными методами. Одними из немногих публикаций, затрагивающих данную тему и не потерявших своей актуальности до настоящего времени, являются работы А.Клюта и У.Гарднера (Klute A., Gardner W., 1962) и К.Ватсона (Watson K.K., 1965).

Реализация такого подхода к восстановлению действительного режима влажности по показаниям заведомо инерционных измерительных устройств связана с необходимостью использования ЭВМ и разработки программных средств.

7. Рациональные схемы проведения эксперимента для определения параметров влагопереноса

В обратных задачах, связанных с определением параметров влагопереноса, необходимо в общем случае восстановить не константы, а функции от влажности или потенциала влажности, поэтому применение широко распространенного в гидрогеологии метода подбора в данном случае не гарантирует получение искомого решения (значения искомого параметра) за конечное время.

Применение различных эмпирических формул, выражающих явную функциональную связь (степенную, дробно-рациональную и т.д.) между высотой давления и искомым параметром, позволяет упростить задачу, т.е. свести ее к определению некоторых неизвестных констант, входящих в эмпирическую формулу. Однако применение той или иной эмпирической зависимости в каждом конкретном случае требует дополнительного тщательного анализа и не всегда может быть достаточно хорошо обосновано.

В большинстве работ, посвященных определению параметров влагопереноса, используется еще один, ставший традиционным, путь упрощения задачи – линеаризация исходного уравнения. Таким образом, задачу в конечном итоге удается свести к необходимости явного разрешения системы разностных уравнений относительно искомых параметров. Иногда вместо непосредственного использования дифференциальных уравнений осуществляется переход к их интегральным аналогам.

Подобные методы определения параметров влагопереноса не обеспечивают в общем случае получение решения, устойчивого относительно ошибок задания входной информации. Такие задачи относятся к классу некорректных задач. В связи с этим при решении указанных

задач необходимо привлекать методы, развитые в современной теории обратных задач, в частности, в теории регуляризации.

Не менее важное значение при определении параметров влагопереноса имеет вопрос единственности решения. Проблема единственности состоит в том, чтобы выяснить, содержит ли постановка задачи достаточно условий, позволяющих из множества процессов и объектов, описываемых принятой математической моделью, выделить единственный объект или процесс. Наиболее трудной проблемой является определение той минимальной дополнительной информации, которая позволяет обеспечить единственность решения поставленной задачи.

Проблема единственности решения с практической точки зрения связана не только с возможностью применения тех или иных численных методов, но и с рациональным и обоснованным выбором схемы проведения эксперимента, по результатам которого будет проводиться восстановление искомых параметров.

В настоящее время имеются строгие результаты по единственности решения обратных коэффициентных нелинейных задач, аналогичных задачам влагопереноса, лишь для некоторых схем экспериментов [I2].

Так, в работе Н.В.Музылева (I980) доказывается теорема единственности решения обратной задачи определения коэффициента нелинейного уравнения, которую с точки зрения гидрогеологии можно интерпретировать как задачу определения диффузивности пористой среды $D(\theta)$ по режиму влажности в горизонтальной колонке длиной ℓ. Для единственности определения $D(\theta)$ необходимо обеспечить в течение эксперимента выполнение следующих условий:

$$\theta(x,0)=\theta_0=const\,, \quad K\frac{\partial\theta}{\partial x}\Big|_{x=0}=0\,,$$
$$K\frac{\partial\theta}{\partial x}\Big|_{x=\ell}-\varphi(t)>0$$
$$\theta(\ell,t)=f(t)\,, \quad f(0)=\theta_0\,, \quad f'(t)>0\,, \qquad (I9)$$

где $\theta(x,t)$, $0<x<\ell$, $0<t<T$.

Иными словами эксперимент целесообразно производить таким образом, чтобы в исходно однородно увлажненной колонне задавался втекающий поток влаги с монотонно нарастающей интенсивностью (при $x=\ell$) а на другом конце - обеспечивалось отсутствие потока. Для обеспечения единственности решения задачи наблюдения за режимом влажности достаточно производить лишь в одной точке ($x=\ell$), однако в реальном эксперименте целесообразно использовать несколько точек наблюдения, что позволит при интерпретации более обоснованно

судить об адекватности модели реальному объекту и процессу, а также обеспечит контроль за соблюдением условий эксперимента.

В той же работе получен и более общий результат, который применительно к задачам влагопереноса может быть интерпретирован следующим образом: обе функции – дифференциальная влагоемкость $A(h_p)$ и коэффициент влагопереноса $K(h_p)$ – при фильтрации в горизонтальной колонне определяются единственным образом при аналогичных начальных и граничных условиях и выполнении дополнительных условий: $h_p(0,t)=f_3(t)$; $h_p(\ell,t)=f_4(t)$,

f_3, f_4 – непрерывны, монотонны и согласованы с начальным условием

$$f_3(0)=f_4(0)=h_p^o .$$

Для однозначного определения пары функций $K(h_p), A(h_p)$ требуется проведение более сложного эксперимента: необходимо обеспечить монотонный характер потоков влаги и наблюдение за режимом влажности на обоих концах колонны.

Естественно, для интерпретации данных и в конечном счете восстановления значений искомых параметров необходима разработка соответствующих алгоритмов и выполнение расчетов на ЭВМ.

Изложенные соображения о необходимости рациональной организации эксперимента относятся лишь к методам со сложной интерпретацией результатов исследований. Очевидно, что определения ОГХ в условиях термодинамического равновесия и $K(h_p)$ при установившемся режиме фильтрации в потокомере допускают однозначную интерпретацию результатов и поэтому являются рационально организованными экспериментами.

Заключение

Теория и практика экспериментального изучения движения влаги в зоне аэрации ориентированы на восстановление потока по данным о режиме влажности пород. Это обусловлено тем, что нестационарный поток влаги проявляется в изменениях влажности и потенциала влажности, которые могут быть измерены в любой точке исследуемого геологического тела с помощью сравнительно простых технических средств. Если режим влажности пород изучен вдоль произвольно выбранной трубки тока и определены гидрофизические характеристики влагопроводящей толщи пород, то поток влаги может быть восстановлен решением обратной задачи.

Для восстановления потока влаги целесообразно пользоваться универсальным методом решения обратной задачи, основанным на теории регуляризации. Его универсальность состоит в том, что решение задачи устойчиво к ошибкам во входной информации, на режим потока не накладывается ограничений и при этом он может быть определен в точке, недоступной для измерений.

Интерпретация результатов измерений, выполняемая с целью определения параметров влагопереноса, сопряжена с необходимостью решения обратной коэффициентной задачи. В этой связи на схему проведения эксперимента накладываются определенные ограничения.

Требования к выбору технических средств и обработке результатов эксперимента вытекают из задачи конкретного исследования. В общем случае они должны быть согласованы с масштабом изучаемого явления, т.е. интенсивностью потока влаги, который предстоит определить экспериментально.

Литература

1. А.с. 924570 СССР, МКИ G0I № 33/24. Устройство для измерения влажности почвы /С.Н.Кот, В.В.Ходосевич, К.К.Ястремский, А.А.Голубович (СССР). - № 3220228/30-15; Заявл. 29.12.80; Опубл. 30.04.82, Бюл. № 16. - 3 с.: ил.

2. А.с. 941885 СССР, МКИ G0I № 7/10. Тензиометр /С.А.Гаврилов, Ю.Г.Головченко, Г.И.Голуб (СССР). - № 2882609/25-26; Заявл. 11.02.80; Опубл. 07.07.82, Бюл. № 25. - 3 с.: ил.

3. А.с. 968758 СССР, МКИ G0I № 33/24, A0I 25/00. Тензиометр для определения влажности почв /И.С.Рабочев, Н.А.Муромцев, Э.Т.Пягай (СССР). - № 2715181/30-15; Заявл. 15.12.78; Опубл. 23.10.82, Бюл. № 39. - 2 с.: ил.

4. А.с. 1109643 СССР, МКИ G0I № 33/24. Тензиометр для измерения влажности почв /И.Н.Соловьев (СССР). - № 3596102/30-15;Заявл. 25.05.83; Опубл. 23.08.84, Бюл. № 31. - 2 с.: ил.

5. А.с. 1250918 СССР, МКИ G0I № 15/08. Способ определения фильтрационных характеристик горных пород /М.М.Батыршин (СССР). - № 3873218/24-25; Заявл. 27.03.85; Опубл. 15.08.86, Бюл. № 30. - 4 с.: ил.

6. А.с. 1354068 СССР, МКИ G0I № 15/08. Капилляриметр /В.В.Бадов, А.А.Киселев (СССР). - № 4006476/24-25; Заявл. 10.01.86; Опубл. 23.11.87, Бюл. № 43. - 3 с.: ил.

7. БАДОВ В.В., КИСЕЛЕВ А.А. Модели геофильтрации. - М., 1984. - 51 с. (Гидрогеология и инженерная геология: Обзор /ВНИИ экон.минер. сырья и геол.-развед. работ. ВИЭМС).

8. БАДОВ В.В., КИСЕЛЕВ А.А. Определение основной гидрофизической характеристики ненасыщенных горных пород на капилляриметрах разного типа. ВСЕГИНГЕО. - М., 1987. - 25 с. Деп. в ВИНИТИ 05.06.1987, № 4068-В87.

9. БЕЛОВА Г.П., БОДРОВ В.А. и др. Гидрофизические свойства почв и математическое моделирование движения солей в почвах. – Почвоведение, 1984, № 4. – С.113-119.

10. БУДАГОВСКИЙ А.И., ГУСЕВ Е.М. Измерение потоков воды в ненасыщенных средах. – Водные ресурсы, 1982, № 2, с.36-45.

11. ВОРОНИН А.Д. Структурно-функциональная гидрофизика почв. – М.: МГУ, 1984. – 204 с.

12. ГЛАСКО В.Г. Обратные задачи математической физики. – М.: МГУ, 1984. – 112 с.

13. ГЛОБУС А.М., БУРЗИНА Е.В., РАБОЧЕВА В.Г. Полевой психрометрический влагопотенциометр "Психрон-2" и его применение в теоритических и прикладных почвенно-гидрофизических исследованиях.– В кн.: Тез. докл. 7 Делегат. съезда Всесоюз. о-ва почвоведов, Ташкент, 9-13 сент. 1985. Ч.1 – Ташкент, 1985. – С.18.

14. ДЗЕКУНОВ Н.Е., ЖЕРНОВ И.Е.,ФАЙБИШЕНКО Б.А. Термодинамические методы изучения водного режима зоны аэрации. – М.: Недра, 1987. – 176 с.

15. МАКАРЫЧЕВА Е.А. Способы определения основных водно-физических характеристик почв и грунтов зоны аэрации. – В кн.: Методика комплексных исследований на орошаемых опытных участках для определения водно-физических и гидрохимических характеристик почв и грунтов. – М.: ВНИИГиМ, 1987. – С.55-65.

16. ПАЧЕПСКИЙ Я.А., ЩЕРБАКОВ Р.А. О нахождении зависимости коэффициента влагопроводности почв от капиллярного потенциала влаги. – Почвоведение, 1983, № 8. – С.60-67.

17. ПАШКОВСКИЙ И.С. Закономерности процессов насыщения и осушения водоносных горизонтов. – М., 1983. – 57 с. (Гидрогеол. и инж. геология.: Обзор /ВНИИ экон.минер. сырья и геол.-развед. работ. ВИЭМС).

18. ПИГАЙ Э.Т. Особенности влагопереноса в орошаемых почвах и их учет при обосновании мелиоративных мероприятий. Автореф. дис. канд. с.-х.н. – М.: ВАСХНИЛ, 1983. – 22 с.

19. СЕМЕНОВА-ЕРОФЕЕВА С.М., ЧУБАРОВА А.И., ЛАРИЧЕВА С.Г. Опыт оценки условий водообмена через зону аэрации на стационаре МГУ в Петушках Владимирской области (Мещерская низменность). – В кн.: Природ. условия Нечерновем. зоны РСФСР. – М.: 1982, № 1.– С.76-85.

20. ФАЙБИШЕНКО Б.А. Водно-солевой режим грунтов при орошении.– М.: Агропромиздат, 1986. – 304 с.

21. ХЭНКС Р.Дж., АШКРОФТ Дж.Д. Прикладная физика почв. – Л.: Гидрометеоиздат, 1985. – 151 с. (перевод с англ.).

22. ЧУБАРОВ В.Н. Гидрогеологические исследования глинистых пород зоны аэрации. – В кн.: Исследование фильтрации через глинистые породы. Вып.152. – М.: ВСЕГИНГЕО, 1983. – С.27-34.

23. ЧУБАРОВ В.Н. Исследование зоны аэрации. – В кн.: Гидрогеологические основы охраны подземных вод. – М.: Центр международных проектов ГКНТ, 1984. – С.105-114.

24. ЧУБАРОВ В.Н. Общие вопросы геофизического изучения зоны аэрации. – В кн.: Методы геофизики в гидрогеологии и инженерной геологии. – М.: Недра, 1985. – С.56-60.

25. ЧУБАРОВ В.Н., ЛАРИЧЕВА С.Г. Решение задач по охране подземных вод. – В кн.: Методы геофизики в гидрогеологии и инженерной геологии. – М.: Недра, 1985. – С.156–161.

26. ШЕСТАКОВ В.М., ПАШКОВСКИЙ И.С., СОЙФЕР А.М. Гидрогеологические исследования на орошаемых территориях. – М.: Недра, 1982.– 244 с.

27. BRUTSAERT W., EL-KADI A.I. Interpretation of an unconfined groundwater flow experiment. - Water Resour.Res., 1986, vol.22, N 3, p.419-422.

28. HOFMANS J.W., OWERMARS B. Presentation and application of an analitical model to descibe soil hydraulic properties. - J.Hydrol., 1986, vol.87, N 1-2, p.135-143.

29. HUTSON J.L. Water retentivity of some South African soils in relation to partical size criteria and bulc density. - S.Afr. Plant and Soil., 1986, vol.3, N 4, p.151-155.

30. JONES A.J., WAGENET R.J. In situ estimation of hydraulic conductivity using simplified methods. - Water Resour.Res., 1984, vol.20, N 11, p.1620-1626.

31. PACHEPSKY Y.A., SCHERBAKOV R.A. Determination of capillary hydraulic conductivity of soils and its dependence on suotion. - J.Hydrol., 1984, 64, p.287-296.

32. SAMANI Z.A., WILLARDSON L.S. Simple laboratory measurement of unsaturated hydraulic conductivity. - J.of Irrig. and Drain. Engin.Am.Soc.of Civil Engin., 1987, vol.113, N 3, p.405-412.

33. SCHINDLER U., BOHNE K., SAUERBRERY R. Comparison of different measuring and calculating methods to quantity the hydraulic conductivity of unsaturated soil. - Z.Pflanzenernahr.und Bodenk., 1985, vol.148, N 6, S.607-617.

34. SCHUH W.M., SWEENEY M.D. Particle - size distribution method for estimating unsaturated hydraulic conductivity of sandy soils. - Soil Sci., 1986, vol.142, N 5, p.247-254.

35. STAUFFER F. Numerical simulation of infiltration into porous media and response of the water table. - Finit Elem.Water Regour.Proc.4 th Int.Conf., Hannover, June 1982, p.10/73-10/82.

36. STAUFFER F., DRACON Th. Experimental and numerical study of water and solute infiltration in layered porous media. - J. Hydrol., 1986, vol.84, N 1-2, p.9-34.

37. STEPHENS D.B., KHOWLTON R. Soil water movement and recharge through sand in New Mexico. - Water Resour.Res., 1986, vol.22, N 6, p.881-889.

38. VAN DEN BERG J.A. An algorithm for computing the relationship between diffusivity and soil moisture content from the hot air method. - J.Hydrol., 1986, vol.83, N 1-2, p.149-159.

39. WALL B.H., MILLER A.J. Optimisation of parameters in a model of soil water drainage.— Water Resour.Res., 1983, vol.19, N 6, p.1565-1572.

40. ZAKOWICZ S., BRANTYK T. Establishment of the capillary conductivity of soil in the course of its drainage prodess. – Ann.Warsaw Agr.Univ.SGGW-Ar.Land.Reclam., 1985, N 21, p.19-25.

АНАЛИЗ ПРАВОМЕРНОСТИ ВЫВОДА О НЕСОСТОЯТЕЛЬНОСТИ УРАВНЕНИЯ БУКИНГЕМА-ДАРСИ

В работе [IO] на основе интерпретации результатов специальных экспериментальных исследований сделан вывод о несостоятельности уравнения Букингема-Дарси, имеющего вид

$$q(Z,t)=-K(W)\frac{\partial\psi(\theta)}{\partial Z}+K(\theta), \qquad (I)$$

где $q(Z,t)$ - расход влаги на отметке Z в момент времени t; $K(\theta)$ и $\psi(\theta)$- параметры влагопереноса.

Опыты проведены следующим образом. "До момента времени $t=0$ в колонне с исследуемым грунтом (среднезернистый кварцевый песок с коэффициентом фильтрации I6 мм/мин) поддерживался режим фильтрации путем создания с помощью сосуда Мариотта на поверхности грунта постоянного слоя воды (толщиной 0,5-I,0 см). В момент времени $t=0$ подача воды прекращалась и начиналось ее перераспределение по вертикали, сопровождающееся вытеканием из нижней части колонны (собственно капиллярное опускание)".

Параметры влагопереноса определены независимыми лабораторными способами; влажность песка измерялась синхронно на заданные моменты времени с шагом I0 см по высоте колонны; расходы воды вычислены методом последовательных синхронных профилей влажности, для чего использовано уравнение баланса в виде

$$q(Z,t)-q(0,t)-\int_0^Z\frac{\partial\theta(\xi,t)}{\partial t}\,d\xi,$$

где $q(0,t)$ - расход на верхней границе колонны, принятый равным нулю.

Процедура интерпретации экспериментальных данных сведена к сравнению вычисляемых функционалов φ_1 и φ_2, приравненных соответственно левой и правой частям уравнения (2), представленного в интегральной форме, т.е. в виде

$$-\int_H^Z\frac{q(\xi)}{K(\theta(\xi))}\,d\xi=\psi(\theta(Z))-\psi(\theta(H))+H-Z, \qquad (2)$$

где H - отметка "уровня грунтовых вод", остальные обозначения те же.

Основанием для вывода о несостоятельности уравнения Букингема-Дарси послужило отклонение экспериментальных точек от биссектрисы координатного угла $\varphi_1 O \varphi_2$.

Часть результатов измерения влажности и вычисления расходов воды приведена в следующих таблицах (влажность – в объемных процентах, расход – в мм/мин).

Таблица I

Влажность песка при капиллярном опускании на разных высотах в разные моменты времени

Высота, Z, см	Влажность в момент времени t, мин				
	0	I	6	I2	28
95	33,0	33,0	33,0	33,0	33,0
I05	33,9	33,8	33,8	33,8	33,8
II5	35,6	35,6	35,6	35,6	35,6

Таблица 2

Изменение потоков воды в песке при капиллярном опуокании для разных высот и моментов времени

Высота Z, см	Поток воды в момент времени t, мин				
	0	I	6	I2	28
90	7,24	7,23	6,84	5,59	2,80
I00	7,24	7,23	6,84	5,90	2,80
II0	7,24	7,22	6,83	5,98	2,8I
I20	7,24	7,24	6,85	5,9I	2,80

Обратим внимание на противоречивость приведенных данных. Судя по измеренным значениям влажности, можно утверждать, что в течение времени $0 \leqslant t \leqslant 28$ мин на участке колонны с отметками $95 \leqslant Z \leqslant II5$ (см) движение влаги имеет установившийся характер, т.е. расход должен быть стационарным – и это утверждение справедливо безотносительно к предпосылке о справедливости закона Дарси. Однако ему противоречат изменения расхода, вычисленные значения которого в течение указанного периода времени уменьшились почти в 2,6 раза.

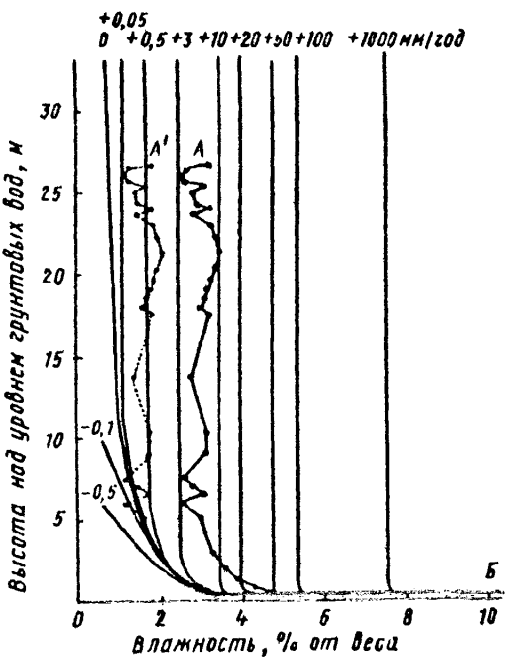
Очевидно, что выявленное противоречие явилось следствием ошибок измерений и (или) вычислений. Привлечение дополнительной информации, например, данных непосредственного измерения расхода воды на отметке нижнего сечения колонны (тем более, что оно не сопряжено с техническими трудностями) позволило бы проверить результаты интерпретации.

Требует объяснения еще один феномен: почему начальный расход воды принят равным 7,24 мм/мин, если моменту времени $t = 0$ предшествовала стационарная напорная инфильтрация при градиенте напора практически равным единице, а коэффициент фильтрации проводящей среды составляет I6 мм/мин?

Таким образом, суждение авторов [I0] о несостоятельности уравнения Букингема-Дарси нельзя признать аргументированным.

ОЦЕНКА ДОСТОВЕРНОСТИ РЕЗУЛЬТАТОВ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ИНФИЛЬТРАЦИОННОГО ПИТАНИЯ ГРУНТОВЫХ ВОД МЕТОДОМ ПАЛЕТОК ВЛАЖНОСТИ

Рассмотрим результаты специальных экспериментальных исследований, выполненных В.Н.Чубаровым. Используемые материалы впервые опубликованы в 1968 г., затем частично исправлены и более подробно освещены в монографии (Чубаров В.Н. Питание грунтовых вод песчаной пустыни через зону аэрации. – М.: Недра, 1972, 135 с.), в последующие годы повторены в ряде опубликованных работ, в частности, в [22–25] . Эти результаты приведены на рисунке.



Палетка влажности (Чубаров В.Н., 1972; [23]
АБ – естественная эпюра влажности для участка барханных песков Каракум (по оригиналу); А Б – то же, с учетом возможной систематической ошибки измерения влажности (~ 1%)

Обратим внимание, что естественная эпюра влажности (сплошная линия) на участке с отметками от нуля до 6 м пересекает палеточные кривые, вычисленные для значений интенсивности инфильтрационного питания грунтовых вод в интервале от 100 до 3 мм/год, что недопустимо по условиям метода.

Предположим возможность систематической ошибки в значениях влажности, измеренных с помощью резистивных датчиков. Тогда, совмещая эпюру влажности с наиболее близкой к ней по форме палеточной кривой (что в данном случае эквивалентно уменьшению влажности по всему профилю на $\sim$1%), получаем значение интенсивности инфильтрационного питания грунтовых вод, мало отличающееся от нуля - порядка $\pm$0,05 мм/год, а не 6,8 мм/год по оценке В.Н.Чубарова.

Однако и эта новая оценка интенсивности инфильтрационного питания грунтовых вод имеет неопределенное отношение к действительной величине, поскольку использованные способы определения параметров влагопереноса и тарировки датчиков влажности несостоятельны - наше отношение к способам определения параметров влагопереноса, использованным для построения палетки, изложено в разделах 4 и 5 настоящего обзора.

Что касается способа тарировки датчиков влажности, то его несостоятельность заключается в следующем. По В.Н.Чубарову, датчиком влажности является резистивный элемент, приводившийся в контакт с грунтом (песок нарушенного сложения), влажность которого задавалась "механическим перемешиванием с водой в большой таре", тогда как датчиком влажности следует считать "полотняный мешочек", заполненный песком со встроенным резистивным элементом, который следовало тарировать как единое целое по отношению к исследуемой пористой среде в естественных условиях залегания.

ПРИМЕР ВОССТАНОВЛЕНИЯ ПОТОКА ВЛАГИ В ЗОНЕ АЭРАЦИИ

Приведенный в разделе 3 алгоритм решения обратной задачи определения неустановившегося расхода влаги по режиму влажности опробован на тестовых задачах и оказался пригодным для решения практических задач.

Программа была применена для восстановления расхода влаги в зоне аэрации по данным о перераспределении влаги после окончания замачивания пород под котлованом. Исходная информация заимствована из работы (Бадов В.В., 1974). Район опытной площадки, на которой проводились исследования, расположен на территории совхоза "Изобильненский" Ставропольского края. Разрез до уровня грунтовых вод представлен однородными среднечетвертичными делювиальными суглинками. Для исследований был использован котлован диаметром 10 м и глубиной 0,5 м. Замачивание производилось непрерывным поддерживанием в течение 16 часов слоя воды в котловане высотой 0,1 м. За это время фронт инфильтрации углубился на 2 м. По истечении 16 часов котлован был осушен, с этого момента началось свободное перераспределение влаги под котлованом. Наблюдения за режимом влажности осуществлялись с помощью нейтронного измерителя влажности (НИВ-2) в специально оборудованных скважинах, расположенных в центре котлована, на глубине 1,5–3,9 м.

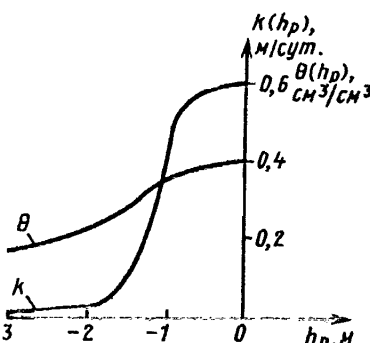


Рис.1. Параметры влагопереноса
θ – ОГХ, κ – коэффициент влагопереноса

Режим потенциала $h_p(Z,t)$, восстановленный по режиму влажности, который в свою очередь определен по показаниям НИВ-2, приведен в таблице, информация о водно-физических параметрах пород, слагающих исследуемую область, приведена на рис.1.

Вся исходная информация, полученная в результате реального эксперимента, содержит некоторую погрешность. Показания НИВ-2,

как известно, представляют влагосодержание, осредненное по значительному объему породы. Это может быть интерпретировано как ошибка в истинном значении влагосодержания, тем большая, чем больше градиент последнего. Другим серьезным источником ошибок может служить гистерезис основной гидрофизической характеристики, следовательно, и функции $A(h_p)$. Расчеты проводились для $A(h_p)$, соответствующей режиму дренирования, в то время как в эксперименте (особенно в его начальной стадии) превалировало увлажнение.

Режим потенциала (h_p, м)

Глубина, м	Время, сут								
	0,0	0,167	0,25	0,417	0,667	I,0	I,5	3,0	I2,5
0,30	-0,95	-0,95	-I,05	-I,25	-I,45	-I,60	-I,77	-I,84	-2,03
0,60	-I,25	-I,20	-I,05	-I,I3	-I,30	-I,50	-I,70	-I,77	-2,00
0,90	-I,85	-I,50	-I,30	-I,25	-I,25	-I,35	-I,60	-I,70	-2,00
I,20	-2,75	-I,85	-I,75	-I,50	-I,30	-I,25	-I,45	-I,62	-2,00
I,50	-2,75	-2,05	-I,90	-I,45	-I,50	-I,40	-I,40	-I,57	-I,95
I,80	-2,75	-2,75	-2,I0	-I,92	-I,80	-I,55	-I,37	-I,53	-I,90
2,I0	-2,75	-2,75	-2,70	-2,I5	-2,00	-I,80	-I,52	-I,52	-I,83
2.40	-2,75	-2,75	-2,75	-2,75	-2,I0	-I,90	-I,65	-I,57	-I,82

Одновременно с восстановлением инфильтрационного питания исследовался вопрос о влиянии величины отрезка L_{Z_R}, определяющего расстояние от реперной точки Z_R до точки 0, в которой задается источник возмущения – искомое граничное условие. Результаты расчетов представлены на рис.2. Каждая из кривых соответствует определенному отрезку L_{Z_R} и оптимальному значению $\alpha_{опт}$. Поскольку для заданного режима $q'(0) \neq 0$, то значение $q(t)$ для близких к 0, восстанавливаются с большей ошибкой. Как и следовало ожидать, на степень неустойчивости задачи заметно влияет расположение реперной точки, т.е. длина отрезка L_{Z_R}. С удалением реперной точки от источника возмущений возрастают относительные ошибки измерения. Косвенно об этом свидетельствует резкое возрастание $\alpha_{опт}$ при увеличении длины отрезка L_{Z_R}.

Для сравнения на том же рисунке приведены значения $\bar{q}(0,3;t)$, определенные в точке $Z = 0,3$ м методом интерпретации последовательных синхронных профилей влажности. Применительно к данной

задаче метод ПСПВ состоятелен лишь в том случае, если отрезок $[0, L]$ целиком содержит всю область промачивания. Иными словами, при промачивании сверху (в точке $Z = 0$) необходимо, чтобы в точке $Z=L$ отсутствовал поток влаги $q(Z=L, t)=0$. Так, для вычисления $\bar{q}(0,3; t)$ методом ПСПВ для $t = 0{,}667$ сут потребовалась дополнительная информация (режим потенциала на глубине 2,7 м). Ограничение при использовании метода ПСПВ является существенным для малой мощности зоны аэрации. Действительно, интервал времени, в котором возможна интерпретация синхронных профилей влажности, ограничен моментом соприкосновения языка зоны промачивания с капиллярной каймой над УГВ.

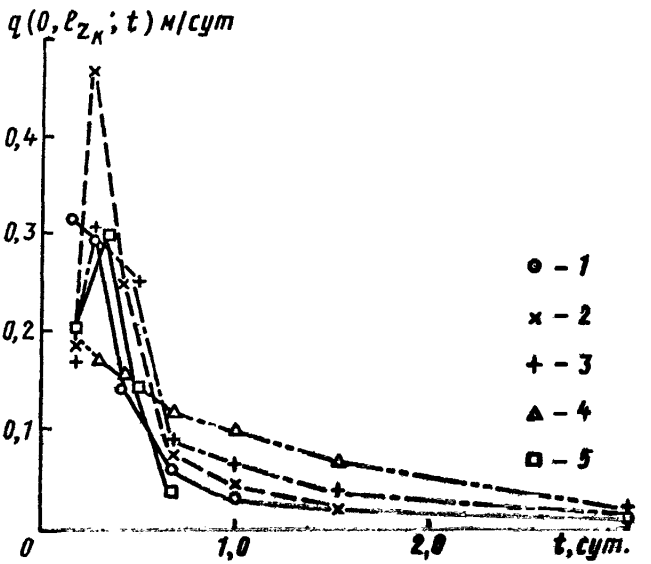


Рис.2. Восстановленные значения потока влаги в зоне аэрации $q(0, L_{Z_R}, t)$

Условные обозначения: 1 – $L_{Z_R} = 0{,}3$ м, $\alpha_{опт} = 10^{-7}$; 2 – $L_{Z_R} = 0{,}6$ м, $\alpha_{опт} = 10^{-7}$; 3 – $L_{Z_R} = 0{,}9$ м, $\alpha_{опт} = 10^{-3}$; 4 – $L_{Z_R} = 1{,}2$ м, $\alpha_{опт} = 10^{-2}$; 5 – $\bar{q}(0,3; t)$, восстановленное по методу ПСПВ

Предлагаемая процедура восстановления $q(z,t)$ лишена этого недостатка. Кроме того, нет необходимости в определении синхронных профилей влажности, достаточно знать режим влажности в двух точках разреза. Единственным дополнительным условием является необходимость определения параметров влагопереноса для пород, слагающих исследуемую область фильтрации $Z \in [0,L]$.

Эксперимент по наливу воды в котлован не предназначался для восстановления потока влаги, поэтому использованная в данном примере экспериментальная информация не вполне удовлетворяет постановке задачи. Действительно:

– длительность измерения влажности в одной точке разреза при трех-четырехкратной повторности составляет $\approx 0{,}01$ сут (если разрез содержит 10 точек наблюдения, то время снятия профиля влажности составит $\approx 0{,}1$ сут, что сопоставимо с интервалом времени между измерениями "синхронных" профилей влажности, за это время функция h_ρ изменяется на 30÷40%), поэтому измеренный в течение 0,1 сут профиль влажности не является, строго говоря, синхронным;

– для исключения ошибок восстановления $q(z,t)$ при малых t необходима уверенность в выполнении условия $q'(0) = 0$; информация из табл.1 не позволяет сделать такого заключения.

Отмеченные недостатки в исходной экспериментальной информации алгоритмически воспринимаются как ошибки в исходных данных. Приведенный пример иллюстрирует устойчивость алгоритма к подобным ошибкам, а следовательно, – пригодность к интерпретации реальных экспериментов.

О г л а в л е н и е

Введение..... I
I. Физико-математические модели влагопереноса в ненасыщенных горных породах..... 2
2. Аппроксимация гидрофизических характеристик горных пород..... 5
3. Методы количественной интерпретации режима влажности (потенциалов влажности) пород зоны аэрации..... 7
4. Методы определения основной гидрофизической характеристики горных пород (ОГХ)..... I7
5. Методы определения зависимости коэффициента влагопереноса от влажности или потенциала влажности проводящей среды..... 32
6. Инерционность измерительных средств..... 37
7. Рациональные схемы проведения эксперимента для определения параметров влагопереноса..... 4I
Заключение..... 43
Литература..... 44
Приложение I. Анализ правомерности вывода о несостоятельности уравнения Букингема-Дарси..... 47
Приложение 2. Оценка достоверности результатов определения инфильтрационного питания грунтовых вод методом палеток влажности..... 50
Приложение 3. Пример восстановления потока влаги в зоне аэрации..... 52

УДК 556.332.04.08

Бадов В.В., Киселев А.А., Романова Т.П. Методы экспериментального изучения влагопереноса в ненасыщенных горных породах.- М., 1988. - 55 с. - (Гидрогеол. и инж.геология: Обзор /ВНИИ экон.минер. сырья и геол.-развед. работ (ВИЭМС). - Библиогр.: с.44-46 (40 назв.).

Обзор посвящен систематизации и анализу методов восстановления потока влаги в ненасыщенных горных породах по данным о режиме влажности, а также методов определения параметров влагопереноса, используемых в отечественной и зарубежной практике полевых и лабораторных исследований. Показано, что схема эксперимента, включая способ задания граничных условий, должна соответствовать выбранной физико-математической модели влагопереноса и обеспечивать единственность решения обратной задачи. Отмечается необходимость учета влияния инерционности измерительных средств. Даются рекомендации по практическому использованию рассмотренных методов исследования ненасыщенных горных пород.

Бадов В.В., Киселев А.А., Романова Т.П.

Методы экспериментального изучения влагопереноса в ненасыщенных горных породах

Ведущий редактор И.А.Демьянова
Технический редактор И.Г.Орлова
Корректор С.И.Выскребцова

Подписано в печать с оригинал-макета 13.07.88 Т 06088
Формат 60×84/16. Бумага картографическая. Печать офсетная
Усл. печ. л. 3,25 Усл. кр.-отт 3,6 Уч.-изд. л. 3,24
Тираж 1095 экз. Заказ 1166 Цена 65 коп.

ВИЭМС, 109172, Москва, ул. Володарского, 38. Тел. ред. 272-60-11
Типография ВИЭМС, 123242, Москва, Б. Грузинская, 4/6