

МАТЕМАТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ВЛАГОПЕРЕНОСА В ЗОНЕ АЭРАЦИИ И ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ ПО ПРОГНОЗУ ВОДНОГО РЕЖИМА ПОЧВЫ

И.С.Пашковский

Московский государственный университет им. М.В.Ломоносова

При прогнозах изменения гидрогеологических условий орошаемых территорий особое место занимает оценка питания подземных вод в естественных условиях, а главное прогноз его изменения при орошении. Здесь можно выделить две стадии. Первая — переходный период, для которого характерен монотонный подъем уровня подземных вод, обусловленный изменением среднегодового питания. Эта стадия заканчивается относительной стабилизацией уровня, обусловленной влиянием естественных или искусственных дренажей. Вторая стадия — стадия квазистационарного режима, определяемого сезонными изменениями условий питания.

Соответственно, для первой стадии задача прогноза состоит в оценке темпов подъема уровня подземных вод и их средней глубины, на которой произойдет их стабилизация. Для периода квазистационарного режима необходимо дать прогноз обеспечения влажности в корнеобитаемом слое, глубины залегания уровня подземных вод и дренажного стока. Соответственно первая задача сводится к долгосрочным прогнозам среднегодового водного баланса, а вторая требует рассмотрения внутригодового распределения питания, особенности которого обусловлены природными и искусственными факторами.

В связи с этим рассмотрим некоторые методические подходы к решению этих задач, основанные на теории геофильтрации и влагопереноса.

Наиболее общей является модель геофильтрации, описывающая трехмерный поток и в зоне аэрации, и в зоне полного насыщения. Эта модель была предложена Верруйтом в 1969 г. Она учитывает все нелинейные связи ее параметров, коэффициента фильтрации, влагопереноса и емкости от давления. Эта модель была развита А.Фризом [5] и модифицирована в работе [1]. При условии пренебрежения упругим режимом в зоне насыщения она полностью соответствует модели И.Рубина [6].

Рассматриваемая модель может быть описана уравнением

$$\nabla k \nabla H + \varepsilon = c \frac{\partial H}{\partial t}, \quad (1)$$

где H — напор, k — коэффициент влагопереноса и c — коэффициент дифференциальной влагоемкости являются функцией давления p и влажности θ , ε — внутренние источники и стоки.

В зоне неполного насыщения $c = \frac{d\theta}{dp}$, а в зоне полного насыщения $c = \beta$ — коэффициенту упругости. Функция $c(p)$ является основной гидрофизической характеристикой (ОГХ) и обычно определяется экспериментальным путем. Таким же образом определяется и $k(\theta)$ -зависимость коэффициента влагопереноса от влажности. Причем при $p \geq 0$, $k = k_0$ (k_0 — коэффициент фильтрации), а при $p < 0$, $k = f(p)$. Зависимость $k(p)$ и $\theta(p)$ целесообразно представить непрерывной функцией, справедливой во всем диапазоне положительных и отрицательных значений p .

А. Фриз на базе уравнения (1) решил серию трехмерных задач для водосбора и показал эффективность его использования. Однако применение такой мощной ЭВМ, как *IBM*, даже для относительно коротких промежутков времени, потребовало значительных затрат машинного времени. Естественно при определенной симметрии потока задача может быть сведена к двумерной. Однако и в этом случае она остается достаточно трудоемкой.

При решении региональных задач, как правило, оказывается справедливой предпосылка Дюпюи, что дает возможность рассматривать поток в зоне насыщения как плоский в плане, пренебрегая вертикальными сопротивлениями в зоне насыщения. С другой стороны, за счет большей пространственной протяженности можно пренебречь горизонтальными составляющими в зоне аэрации и рассматривать там только одномерные вертикальные потоки влаги.

Так, например, для двухслойного пласта, имеющего водопроводимость T и перекрытого сверху слабопроницаемым слоем с проницаемостью k_0 без учета упругой емкости, имеем:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(T \frac{\partial H}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(T \frac{\partial H}{\partial y} \right) + v_z = 0, \quad (2)$$

$$\frac{\partial}{\partial z} \left(k \frac{\partial H}{\partial z} \right) + e = c \frac{\partial H}{\partial t}, \quad (3)$$

$$v_z = -k \frac{\partial H}{\partial z} \Big|_{z=0}. \quad (4)$$

В данном случае начало вертикальной координаты совпадает с подошвой слабопроницаемого слоя. Граничные условия для уравнения (2) определяются характером границ области фильтрации, а для уравнения (3) — условиями на поверхности земли $z = m$ и напором на подошве слабопроницаемого слоя $z = 0$.

На этой границе и осуществляется сопряжение этих двух уравнений, которое осуществляется путем последовательных приближений.

Рассмотрим пути упрощения этой задачи. Для этого про-

интегрируем уравнение (3) в пределах от 0 до m , учитывая также, что $c \frac{\partial H}{\partial t} = \frac{\partial \theta}{\partial t}$. В результате интегрирования получим:

$$I - v_z = \int_0^m \frac{\partial \theta}{\partial t} dz, \quad (5)$$

где I — поток влаги через поверхность земли. Интеграл в правой части уравнения (8) можно представить в виде двух составляющих:

$$\int_0^m \frac{\partial \theta}{\partial t} dz = \int_0^h \frac{\partial \theta}{\partial t} dz + \int_h^m \frac{\partial \theta}{\partial t} dz, \quad (6)$$

где h — ордината свободной поверхности, на которой $p=0$. Поскольку первое слагаемое в правой части уравнения определяет изменение влагозапаса под уровнем воды, то можно считать влажность постоянной и соответствующей полному насыщению $\theta=\theta_m$.

Учитывая также, что v_z можно выразить с помощью закона Дарси, получим:

$$v_z = k_0 \frac{h-H}{h} = I - \theta_m \frac{\partial h}{\partial t} - \int_h^m \frac{\partial \theta}{\partial t} dz. \quad (7)$$

Дальнейшее упрощение задачи состоит в усреднении величины I , изменение которой обусловлено естественным или искусственным ходом поступления и расходования влаги через поверхность земли. В самой верхней ее части влажность меняется непрерывно с частотой, обусловленной чередованием периодов с осадками и без осадков. При средней продолжительности этого периода (5—10 сут) затухание колебаний влажности с этим периодом происходит на глубине первых десятков сантиметров. Сезонные изменения влажности, имеющие период, равный году, затухают на глубине, исчисляемой уже несколькими метрами. Ниже этой глубины находится зона транзита, в которой влажность остается практически постоянной и соответствует среднегодовому питанию подземных вод. Учитывая то, что подъем уровня при изменении питания происходит достаточно медленно, со скоростью, редко превышающей 1 м/г., питание подземных вод целесообразно задавать усредненным за достаточно большой отрезок времени. При таком постоянном во времени питании в зоне аэрации формируется квазистационарный режим влагопереноса, для которого характерно постоянство влажности выше капиллярной зоны.

В этом случае, при рассмотрении среднегодовых величин, питание подземных вод $W=I$, а

$$\int_h^m \frac{\partial \theta}{\partial t} dz = \theta_u \frac{\partial h}{\partial t}, \quad (8)$$

где θ_u — влажность в зоне транзита. Таким образом, получим:

$$k_0 \frac{h-H}{h} = W(h) - \mu(W, h) \frac{\partial h}{\partial t}, \quad (9)$$

где μ — коэффициент емкости ($\mu = \theta_m - \theta_u$).

Как видно, проделанные преобразования позволили привести систему уравнений (2)- и (3) к схеме двухслойного пласта. Правда, в рассматриваемом случае питание подземных вод является функцией глубины, а коэффициент емкости — функцией питания. Эти зависимости можно получить путем независимого расчета режима влагопереноса при различной глубине залегания уровня, решая уравнение (3).

В связи с рассматриваемыми моделями целесообразно обсудить некоторые особенности, связанные с заданием граничных условий. Как варианты можно рассмотреть два вида граничных условий: задание влажности или потенциала влаги и задание расходов, определяемых осадками и испарением.

В первом случае для построения кривой зависимости среднеемноголетнего питания подземных вод от глубины их залегания необходимо иметь длительные, не менее чем 20-летние, наблюдения за влажностью в почвенном слое. Такие наблюдения, к сожалению, имеются для территории СССР в весьма ограниченном количестве. Кроме того, при решении задачи в такой постановке мы должны предъявлять чрезвычайно жесткие требования к определению параметров влагопереноса.

Как показывают результаты численного моделирования процесса влагопереноса в такой постановке, величина питания прямо пропорциональна коэффициенту влагопереноса и существенно зависит от других параметров (табл. 1).

Предпочтительнее в этом отношении рассматривать на границе потоки влаги. Как показывают результаты численного моделирования, суммарная величина питания при этом в меньшей степени зависит от параметров влагопереноса (см. табл. 2), и это понятно, поскольку среднеемноголетнее питание в конечном счете определяется среднеемноголетним балансом на поверхности земли.

Остановимся еще на одном важном вопросе — обосновании расчетных временных интервалов при задании граничных условий, а именно обосновании возможности усреднения расходов во времени.

В работе [4] показана зависимость питания от величины увлажнения почвенного слоя. Поэтому, если мы распределим

Т а б л и ц а 1

**Зависимость питания подземных вод от параметров
влажпереноса при задании на границе условия 1-го рода**

Варианты	Коэффициент фильтрации почвенного слоя k , м/сут	Коэффициент фильтрации зоны аэрации k_2 , м/сут	Питание, мм/г.
1	0,06	0,1	360
2	0,03	0,05	170
3	0,012	0,02	60
4	0,006	0,001	20

Т а б л и ц а 2

**Зависимость питания подземных вод от параметров
влажпереноса при задании на границе потока влаги**

Варианты	Коэффициент фильтрации почвенного слоя k , м/сут	Диапазон изменения коэффициента фильтрации зоны аэрации k_2 , м/сут	Питание, мм/г.
1	0,4	0,4—0,01	430—480
2	0,2	0,2—0,01	410—480
3	0,07	0,4—0,01	360—380

слой осадков, выпавших за один ливень, например, на 5 сут при шаге счета в 1 сут, то увлажнение за каждые сутки будет в 5 раз меньшим. И суммарное питание (потери влаги из почвенного слоя) будет при этом меньшим, чем при учете действительного характера ливня (его интенсивности и продолжительности).

С другой стороны, когда увлажнение происходит за счет неэффективных осадков, допустимо их усреднение во времени. Как видно из рис. 1, суммарный приток к поверхности грунтовых вод при глубине их залегания 1,5 м мало меняется от выбора периода усреднения (сутки, пентада, декада, месяц).

В связи с этим при рассмотрении длительных периодов времени для построения кривых зависимости питания от глубины залегания уровня можно в качестве периода усреднения пользоваться среднемесячными характеристиками, задавая на границе разность между осадками и испарением. Но при этом нельзя игнорировать редкие осадки ливневого характера, снеготаяние, поливы. Эти события могут быть учтены в модели путем «мгновенного» увеличения влажности в расчетном слое.

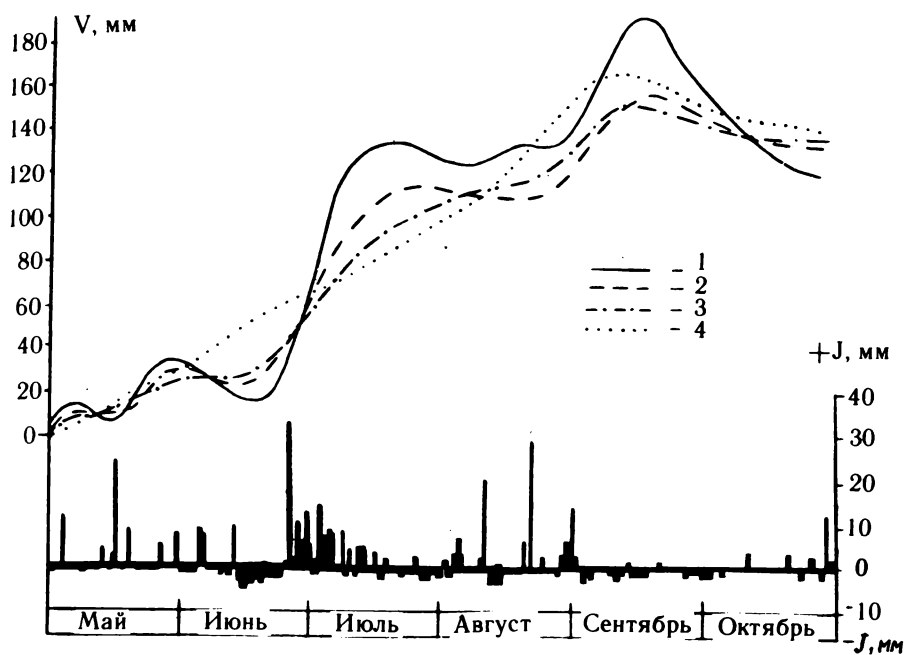


Рис. 1. Динамика притока влаги к свободной поверхности грунтовых вод при усреднении расхода на поверхности почвы: 1 — за сутки, 2 — за пентаду, 3 — за декаду, 4 — за месяц

При прогнозе питания подземных вод в связи с орошением целесообразно использовать схему регулирования влажности з почвенном слое в определенных пределах. При снижении влажности до значения, соответствующего нижнему пределу увлажнения, она автоматически повышается до верхнего предела. При этом определяется не только питание подземных вод, но и число поливов для лет с различной обеспеченностью осадками.

Своеобразный режим влагопереноса обуславливается наличием в почве крупных пор и трещин, при которых при затоплении ее поверхности осуществляется перенос влаги. Расчеты влагопереноса в этих условиях можно проводить, используя гетерогенно-блоковую модель почвы [3]. В соответствии с этой моделью интенсивность истока ϵ в уравнении (3) определяется единичной скоростью впитывания влаги агрегатами и блоками почвы. В соответствии с закономерностями этого процесса [4] интенсивность влагообмена может быть определена по формуле:

$$\epsilon(z, \theta) = \frac{1}{\tau(\theta, z)} (\theta_m - \theta), \quad (10)$$

где τ — время влагообмена, зависящее от влажности и харак-

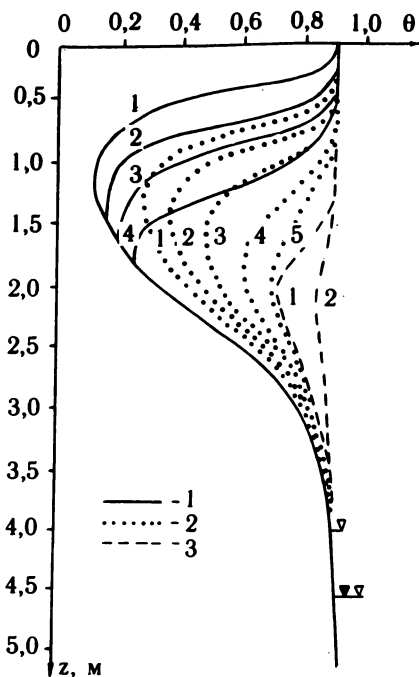


Рис. 2. Динамика влажности при промачивании: 1 — в гомогенной среде, 2 и 3 — в гетерогенно-блоковой среде при τ , равном соответственно 1 и 0,5 сут. (Цифры у кривых — время (в ч) от начала промачивания)

тера распределения трещин и пор по глубине. Если пренебречь трещинной пористостью, то для расчета режима влагопереноса можно ограничиться рассмотрением уравнения (3), решая его совместно с уравнением баланса влаги в трещинах:

$$\frac{\partial v_{\tau}}{\partial z} = \varepsilon(z, \theta), \quad (11)$$

где v_{τ} — средняя по сечению скорость фильтрации по трещинам, причем $\varepsilon=0$ при $v_{\tau}=0$. Это условие определяет отсутствие впитывания при отсутствии воды в трещинах и порах. Интенсивность поступления воды в трещины v_{τ}^0 с поверхности почвы определяется в зависимости от интенсивности дождя I и впитывания «дневной» поверхностью блоков (без учета движения по макропорам):

$$v_{\tau}^0 = I + k \frac{dH}{dz}. \quad (12)$$

При достаточно интенсивном дожде величина v_{τ}^0 определя-

ется предельным значением инфлюации в трещины. Пренебрегая проницаемостью блоков, инфлюацию можно приравнивать к коэффициенту фильтрации массива k_0 . В этом случае начинает формироваться поверхностный сток, величина которого $Q_{II} = I - k_0$ (при $I > k_0$). Поскольку развитие трещин и макропор ограничено глубиной m , при длительном дожде они могут оказаться полностью насыщенными водой, в этом случае

$$Q_{II} = I - \int_0^m e(z, \theta) dz.$$

На рис. 2 показаны результаты численного моделирования процесса влагопереноса в гетерогенно-блоковой среде при затоплении поверхности земли.

Очевидно, что проникновение воды по трещинам и крупным порам заметно ускоряет насыщение зоны аэрации и этот процесс необходимо учитывать при осадках ливневого характера и снеготаяния. При этом большое значение имеет динамика поступления воды на дневную поверхность. Эта особенность обуславливает необходимость рассмотрения маленьких временных интервалов, порядка 0,1 т.

Таким образом, решение различных задач предопределяет необходимость определенной схематизации процесса как в пространстве, так и во времени. Поскольку возможность применения той или иной схемы заранее далеко не всегда очевидна, то большое значение приобретает тестовое моделирование, в результате которого могут быть установлены допустимые пределы усреднения характеристик процесса в пространстве и во времени.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бадов В.А., Киселев А.А. Идентификация параметров влагопереноса. — Разведка и охрана недр, 1980, № 8, с. 40—45.
2. Пашковский И.С., Шредер Л.Р. Закономерности питания подземных вод и насыщения пород зоны аэрации. — Бюллетень МОИП, отд. геологии, 1976, № 6, с. 68—76.
3. Пашковский И.С. Закономерности процессов насыщения и осушения водоносных горизонтов. М., ВИЭМС, 1983, с. 57.
4. Шестаков В.М., Пашковский И.С., Сойфер А.М. Гидрогеологические исследования на орошаемых территориях. М., Недра, 1982, 244 с.
5. Freeze A.R. Three-dimensional Transient Saturated-Unsaturated Flow in a Ground-Water Basin. — Water Res. Res., 1962, v. 24, No 69, p. 5249-5255.
6. Rubin J. Theoretical analysis of twodimensional Transient Flow of water in Unsaturated Soils. — Soil Sci. Amer. Proc., 1968, v. 32, No 5, p. 130-447.