

УДК 532.546

# ИНТЕНСИВНОЕ ПРОМАЧИВАНИЕ МНОГОСЛОЙНЫХ ГРУНТОВ

В. Л. ПОЛЯКОВ

Институт гидромеханики НАН Украины, Киев

Получено 08.02.2007

Сформулирована математическая задача промачивания многослойной пористой среды с образованием на её поверхности слоя жидкости и получено её строгое решение. Детально рассмотрены три стадии насыщения среды. На многочисленных примерах выполнен анализ влияния её неоднородности на уровень свободной жидкости, скорость инфильтрации, положение фронта промачивания. Установлено, что только при относительно большой мощности слабопроницаемый слой может существенно изменить фильтрационную картину, намного продлить существование поверхностного слоя.

Сформульована математична задача промочування багат шарового пористого середовища з утворенням на його поверхні шару рідини і одержано її точний розв'язок. Детально розглянуті три стадії насичення середовища. На численних прикладах виконано аналіз впливу його неоднорідності на рівень вільної рідини, швидкість інфільтрації, положення фронту промочування. Встановлено, що тільки при відносно великій потужності слабопроникний шар спроможний суттєво змінити фільтраційну картину, набагато подовжити існування поверхневого шару.

A mathematical problem is formulated of multilayer porous medium saturation with a surface ponding and an exact solution to the problem is obtained. Three stages of medium saturation are considered in detail. Analysis of medium nonuniformity effect on surface fluid level, infiltration rate, position of the saturation front is performed based on numerous examples. It is established that only a low-permeability layer of large thickness is able to change groundwater flow essentially, to extend surface layer existence considerably.

## ВВЕДЕНИЕ

Поступление на поверхность грунта извне значительного объема воды за короткое время ведет к одновременному образованию слоя воды над ним и насыщению его обычно относительно сухой верхней части. Указанный слой при неблагоприятных гидрогеологических условиях обуславливает на низинных участках местности из-за малой скорости испарения длительное ухудшение водно-физической обстановки. На малоуклонных же территориях формируется и поддерживается некоторое время поверхностный сток, который оказывает активное влияние на водный режим ближайших водотоков, водоемов, а также прилегающих земель. Одним из факторов, определяющих его динамику, является инфильтрация воды в грунт. Благодаря ей постоянно пополняются запасы подземных и грунтовых вод, влагозапасы в корнеобитаемой зоне почвогрунтов, минимизируются эрозия почв, заболачивание земель. В связи с этим важно уметь надежно рассчитать инфильтрационную составляющую водного баланса в природе и на объектах водного хозяйства, причем, прежде всего, в периоды выпадения обильных осадков. Кстати, быстрое водонасыщение грунтов может наблюдаться и при их поверхностном интенсивном увлажнении путем дождевания, напуска

по полосам, поливов по бороздам, затопления [1].

Инфильтрационный процесс определяется интенсивностью притока жидкости к ее поверхности, ее же водно-физическими свойствами, а также способом подачи. Практикуемые при общем дефиците воды локальные способы [2–4] обуславливают пространственность фильтрационных потоков, что значительно затрудняет проведение теоретических исследований. Характер промачивания существенно зависит от соотношения между скоростью инфильтрации  $V$  и коэффициентом фильтрации  $k$ , что используется в инфильтромерах при экспериментальном определении  $k$  [5, 6], и в меньшей степени от коэффициента влагопроводности  $K(\theta)$  (здесь  $\theta$  – объемная влажность среды) – основной гидрофизической характеристики. Так, при  $V < k$  течение жидкости вглубь среды происходит с ее насыщением [7, 8]. В большей верхней части зоны промачивания вышеупомянутый процесс определяется силой тяжести жидкости, влажность постоянная и находится из уравнения  $K(\theta) = V$ . В нижней же ее части важную роль начинают играть капиллярные силы. Сходная картина в среде наблюдается и при интенсивном промачивании  $V \geq k$ , хотя вклад капиллярных сил в динамику поровой жидкости здесь не столь велик и часто имеет место защемление воздуха. Необходимо подчеркнуть, что в таких условиях на поверхности среды формируется слой свободной жидкости, ко-

торый иногда способен заметно ускорить насыщение среды [9–11]. Как раз подобие механики промачивания с полным и неполным насыщением среды при решающем значении силы тяжести и предопределило успешное применение модели Грина-Ампта на практике. Усовершенствование же этой модели, предпринятое для учета капиллярных сил путем введения в граничное условие на границе между промоченным и непромоченным участками среды (фронт промачивания) специального корректива  $z_w$  позволило еще более приблизить расчетные данные к фактическим. Постоянная величина  $z_w$  обычно находится из экспериментов [12–15], хотя также была попытка обосновать ее теоретически [16].

Широкое использование модели Грина-Ампта объясняется тем, что она правильно отражает физическую сущность явления промачивания и вместе с тем имеет простую форму. Благодаря этому обстоятельству удалось получить ряд строгих решений соответствующих математических задач [17, 18]. Надо сказать, что особенно активно развивалась одномерная теория промачивания. В частности, объектом ее исследований стали реальные среды (грунты) с аномальными свойствами, проявляющимися в набухании, растрескивании, суффозии, двойной пористости [19–25]. Большое внимание уделялось изучению влияния на движение жидкой фазы газовой или в свободной, или в заземленной формах [26–29]. Было обнаружено, что при определенных условиях процесс насыщения среды становится неустойчивым и фронт промачивания теряет прямолинейность из-за больших различий в скорости перемещения его отдельных участков [30–32]. Со временем все полнее учитывались структурные и фильтрационные свойства, присущие грунтам. Обычно их строение есть результат или чрезвычайно медленных процессов грунтообразования, и тогда оно является стабильным, или хозяйственной деятельности человека (агротехнические мероприятия, поливы), атмосферных осадков и будет отличаться динамичностью. В последнем случае образуется поверхностная корка со специфическими свойствами, затрудняющими впитывание влаги [33–34]. Так или иначе, но фильтрационные свойства грунтов чаще всего изменяются с глубиной. Влияние их изменчивости, в том числе и плановой, на промачивание грунтов изучалось многими специалистами по фильтрации, гидрологии, гидромелиорациям. При плавном изменении фильтрационных характеристик  $k$ ,  $n$  (пористость) указанный процесс исследовался в [35–36], а при скачкообразном – в [37–38]. Однако обширные исследования интенсивного

промачивания пористых сред со сложной структурой так и не были доведены до логического завершения. Данная работа по сути их обобщает, так как содержит детальный анализ полного цикла промачивания, состоящего из трех стадий, многослойной среды.

Природные пористые среды в силу сложности естественных процессов грунтообразования, активной хозяйственной деятельности редко бывают однородными. Гораздо чаще они, особенно в своей верхней, активной части, сложены из нескольких слоев с заметно различающимися фильтрационными свойствами. Почвогрунты на Украине отличаются большим разнообразием и, тем не менее, их несложно систематизировать по фильтрационным признакам. В частности, нередко встречаются неоднородно-слоистые грунты, имеющие убывающую с глубиной (западные районы страны) и, наоборот, возрастающую (центральные и южные районы) проницаемость. В первом случае обычно пахотный слой подстилается двумя-тремя слабопроницаемыми слоями и здесь хорошо работает модель Грина-Ампта и ее модификации. Во втором случае менее проницаемый подстилается более проницаемым. Кстати, при переходе фильтрационного потока в хорошо проницаемый слой в определенных условиях (будут оговорены ниже) возможно и течение жидкости с неполным насыщением. Подобная ситуация будет обсуждаться отдельно. Здесь же подробно рассматривается и иллюстрируется промачивание многослойных пористых сред применительно к условиям, обеспечивающим движение воды в них только с полным заполнением пор. Выделены три стадии, которые и обсуждаются поочередно, начиная с первой.

## 1. ПЕРВАЯ СТАДИЯ

Ранее решение задачи интенсивного промачивания многослойного грунта на этой стадии при переменном  $z_w$  было получено в [39]. Ниже выбрана безразмерная форма представления теоретических результатов, что упрощает расчетные зависимости, по крайней мере, на первом этапе вычислений – при насыщении верхнего слоя грунта.

Для общности динамика жидкости на поверхности пористой среды и внутри нее исследуется совместно на временном интервале  $[t_{i-1}, t_i]$ , в течение которого фронт промачивания перемещается в пределах  $i$ -го слоя. Следовательно,  $t_{i-1}, t_i$  есть моменты достижения указанным фронтом оснований  $(i-1)$ -го и  $i$ -го слоев. Тогда соответствующая

модель с учетом образования слоя воды на поверхности грунта имеет вид

$$\frac{dH}{dt} = I - V, \quad \frac{\partial^2 h_j}{\partial z^2} = 0, \quad j = 1, 2, \dots, i, \quad (1)$$

$$z = 0, \quad h_1 = H; \quad z = -z_a, \quad h_i = -z_a - z_{wi};$$

$$z = -M_l, \quad h_l = h_{l+1}; \quad k_l \frac{\partial h_l}{\partial z} = k_{l+1} \frac{\partial h_l}{\partial z}. \quad (2)$$

Также полагается, что жидкость на  $i$ -м этапе промачивания ( $M_{i-1} \leq z_a \leq M_i$ ) начинает поступать в среду из поверхностного слоя глубиной  $H_{i-1}$  (значения  $H_{i-1}$ ,  $t_{i-1}$  вычисляются предварительно на предыдущем расчетном шаге). Итак,

$$t = 0, \quad H = H_{i-1}. \quad (3)$$

В (1) – (3) использованы такие обозначения:  $H$  – текущая глубина указанного слоя;  $V$  – скорость (расход) инфильтрации;  $h_j$  – напор в  $j$ -м слое;  $z_a$  – глубина фронта промачивания;  $z_{wi}$  – корректив для учета влияния капиллярных сил в  $i$ -м слое;  $M_l$  – суммарная мощность верхних  $l$  слоев;  $k_l$  – коэффициент фильтрации  $l$ -го слоя. Прежде всего решается система  $j$  простейших уравнений фильтрации, благодаря чему, во-первых, функции напоров  $h_j$  выражаются через глубину  $H$ , во-вторых, находится расход  $V$  также как функция от  $H$ , а именно,

$$V = k_i \left[ (1 - n_{0i})(H - H_{i-1}) - n_{0i}(M_{i-1} + H_{i-1} + z_{wi}) - W_i(t) \right] \times \left( H - H_{i-1} - k_i n_{0i} \sum_{j=1}^{i-1} \frac{m_j}{k_j} - W_i(t) \right)^{-1}. \quad (4)$$

Здесь  $n_{0i}$  – постоянная разница между фактической полной влагоемкостью и исходной влажностью (в сухом грунте – пористость) в  $i$ -м слое;  $m_j$  – мощность  $j$ -го слоя;  $W_i$  – объем жидкости, которая притекает из внешнего источника за период  $[t_{i-1}, t_i]$ :

$$W_i = \int_{t_{i-1}}^t I d\tau. \quad (5)$$

Кстати, при промачивании среды в пределах капиллярной каймы  $n_{0i}$  зависит от  $z$ , что намного осложняет теоретические исследования. Кроме того, течение жидкости в  $(i + 1)$ -м слое будет происходить с полным заполнением свободного пространства при условии, что

$$H_i \geq \frac{k_{i+1}}{k_i} \left( m_i + k_i \sum_{j=1}^{i-1} \frac{m_j}{k_j} \right) - M_i - z_{wi}. \quad (6)$$

Далее  $W_i$  принимается в виде линейной функции от времени

$$W_i = I_0(t - t_{i-1}), \quad (7)$$

что оправдано, если  $I = \text{const} = I_0$  или  $I_0$  есть среднее на интервале  $[t_{i-1}, t_i]$  значение  $I$ . Наконец выражение (4) было подставлено в уравнение относительно  $H$ , которое затем решалось при условии (3). После громоздких преобразований получена зависимость между относительными величинами  $\bar{H}$  и  $\bar{t}$  в неявной форме:

$$\frac{v_i(\bar{t})}{v_i^0} \left[ \frac{\psi_i(\bar{H}, \bar{t}) - \psi_{1i}}{\psi_i^0 - \psi_{1i}} \right]^{\frac{1}{2} - \frac{1-n_{0i}}{2\sqrt{\Delta_i}}} \times \left[ \frac{\psi_i(\bar{H}, \bar{t}) - \psi_{21i}}{\psi_i^0 - \psi_{2i}} \right]^{\frac{1}{2} + \frac{1-n_{0i}}{2\sqrt{\Delta_i}}} = 1. \quad (8)$$

Здесь

$$v_i(\bar{t}) = \frac{\bar{H}_{i-1} - \bar{I}_0 \bar{t}_{i-1} + \bar{M}_{i-1} + \bar{z}_{wi} - (1 - n_{0i}) \sum_{j=1}^{i-1} \frac{\bar{m}_j}{k_j}}{\bar{I}_0},$$

$$v_i^0 = \frac{\bar{H}_{i-1} + \bar{M}_{i-1} + \bar{z}_{wi} - (1 - n_{0i}) \sum_{j=1}^{i-1} \frac{\bar{m}_j}{k_j}}{\bar{I}_0},$$

$$\Psi_i(\bar{H}, \bar{t}) =$$

$$\frac{\bar{I}_0 \left( \bar{H} + \bar{M}_{i-1} + \bar{z}_{wi} - \sum_{j=1}^{i-1} \frac{\bar{m}_j}{k_j} \right)}{\bar{I}_0(\bar{t} - \bar{t}_{i-1}) + \bar{M}_{i-1} + \bar{z}_{wi} - (1 - n_{0i}) \sum_{j=1}^{i-1} \frac{\bar{m}_j}{k_j}},$$

$$\Psi_i^0 = \frac{\bar{I}_0 \left( \bar{H}_{i-1} + \bar{M}_{i-1} + \bar{z}_{wi} - \sum_{j=1}^{i-1} \frac{\bar{m}_j}{k_j} \right)}{\bar{H}_{i-1} + \bar{M}_{i-1} + \bar{z}_{wi} - (1 - n_{0i}) \sum_{j=1}^{i-1} \frac{\bar{m}_j}{k_j}},$$

$$\Psi_{1i,2i} = \bar{I}_0 - \frac{\bar{k}_i(1 - n_{0i})}{2} \pm \frac{\bar{k}_i \sqrt{\Delta_i}}{2}, \quad \bar{t} = \frac{k_0 t}{M},$$

$$\bar{t}_{i-1} = \frac{k_0 t_{i-1}}{M}, \quad \bar{H} = \frac{H}{M}, \quad \bar{H}_{i-1} = \frac{H_{i-1}}{M},$$

$$\bar{I}_0 = \frac{I_0}{k_0}, \quad \bar{M}_{i-1} = \frac{M_{i-1}}{M}, \quad \bar{z}_{wi} = \frac{z_{wi}}{M},$$

$$\bar{m}_j = \frac{m_j}{M}, \quad \bar{k}_j = \frac{k_j}{k_0}, \quad \Delta_i = 4n_{0i} \bar{I}_0 + (1 - n_{0i})^2;$$

$M$  – линейный масштаб, принимаемый равным мощности промачиваемой толщи (до уровня грунтовых вод или другой контрольной глубины), которая для определенности состоит из  $N$  слоев;  $k_0$  –

эквивалентный коэффициент фильтрации этой толщи, определяемый по формуле

$$k_0 = M \left( \sum_{j=1}^N \frac{m_j}{k_j} \right)^{-1}. \quad (9)$$

В принципе возможно использование в качестве масштабов коэффициента фильтрации и мощности любого слоя и тем самым конечные выражения для характеристик данного слоя еще больше упростятся. Но тогда при исследовании влияния различных факторов, например проницаемости грунта, на процесс промачивания приходится выполнять дополнительные пересчеты. В целом из-за большого количества исходных параметров процедура обезразмеривания математической модели оказывается не такой эффективной, как в классических гидромеханических задачах.

Уравнение (6) имеет асимптоту, смысл которой сводится к следующему – при неограниченной мощности  $i$ -го слоя и сколь угодно длительном его промачивании скорость увеличения  $H$  будет стремиться к предельному значению

$$I_0 - k_i \frac{(1 - n_{0i}) + \sqrt{\Delta_i}}{2}.$$

Уравнение (6) пригодно для определения относительного уровня  $\bar{H}$ , возрастающего от  $\bar{H}_{i-1}$  до  $\bar{H}_i$ . Конечное его положение на этом этапе промачивания достигается в момент  $\bar{t}_i$ , что соответствует снижению фронта промачивания до основания  $i$ -го слоя. Значения параметров  $\bar{H}_i$ ,  $\bar{t}_i$  находятся также из решения (6), в котором полагаются  $\bar{H} = \bar{H}_i$ ,  $\bar{t} = \bar{t}_i$ , с учетом дополнительной связи между  $\bar{H}_i$  и  $\bar{t}_i$ , выражающей баланс жидкости в момент насыщения  $i$ -го слоя,

$$\bar{H}_i = \bar{H}_{i-1} + n_{0i} \bar{m}_i + \bar{I}_0 (\bar{t}_i - \bar{t}_{i-1}).$$

Значения  $\bar{H}_{i-1}$ ,  $\bar{t}_{i-1}$  вычисляются подобным же образом на предыдущем этапе.

При рассмотрении промачивания верхнего слоя (на первом этапе вычислений) или однородного грунта полагалось, что слой жидкости на его поверхности уже образован и имеет глубину  $H_0$ , так что

$$\bar{t} = 0, \quad \bar{H} = \bar{H}_0, \quad (10)$$

где  $\bar{H}_0 = H_0/M$ . Такая ситуация складывается, к примеру, при увлажнении затоплением [1]. В таком случае уравнение (6) трансформируется к виду

$$\left[ \psi_{1i} \left( \bar{t} + \frac{\bar{H}_0 + \bar{z}_{w1}}{\bar{I}_0} \right) - \bar{H} - \bar{z}_{w1} \right]^{\frac{1}{2} - \frac{1-n_{01}}{2\sqrt{\Delta_1}}} \times$$

$$\begin{aligned} & \times \left[ \bar{H} + \bar{z}_{w1} - \psi_{2i} \left( \bar{t} + \frac{\bar{H}_0 + \bar{z}_{w1}}{\bar{I}_0} \right) \right]^{\frac{1}{2} + \frac{1-n_{01}}{2\sqrt{\Delta_1}}} = \\ & = \frac{\bar{H}_0 + \bar{z}_{w1}}{2\bar{I}_0} \left( \sqrt{\Delta_1} - 1 + n_{01} \right)^{\frac{1}{2} - \frac{1-n_{01}}{2\sqrt{\Delta_1}}} \times \\ & \times \left( 1 - n_{01} - \sqrt{\Delta_1} \right)^{\frac{1}{2} + \frac{1-n_{01}}{2\sqrt{\Delta_1}}}. \end{aligned} \quad (11)$$

Весьма важную роль особенно в начале промачивания способен играть корректив  $z_{w1}$ , благодаря которому подчас заметно ускоряется впитывание жидкости в грунт. При наличии исходного поверхностного слоя  $z_{w1}$  даже при больших осадках обуславливает в их начале некоторое снижение  $H$  [41], а в отсутствии жидкости на поверхности ведет к запаздыванию формирования указанного слоя. Соответствующий момент  $t_a$  находится из уравнения

$$\begin{aligned} & \left[ \psi_{11} \left( \bar{t} + \frac{\bar{z}_{w1}}{\bar{I}_0} \right) - \bar{z}_{w1} \right]^{\frac{1}{2} - \frac{1-n_{01}}{2\sqrt{\Delta_1}}} \times \\ & \times \left[ \bar{z}_{w1} - \psi_{21} \left( \bar{t} + \frac{\bar{z}_{w1}}{\bar{I}_0} \right) \right]^{\frac{1}{2} + \frac{1-n_{01}}{2\sqrt{\Delta_1}}} = \\ & = \frac{\bar{z}_{w1}}{2\bar{I}_0} \left( \sqrt{\Delta_1} - 1 + n_{01} \right)^{\frac{1}{2} - \frac{1-n_{01}}{2\sqrt{\Delta_1}}} \times \\ & \times \left( 1 - n_{01} - \sqrt{\Delta_1} \right)^{\frac{1}{2} + \frac{1-n_{01}}{2\sqrt{\Delta_1}}}. \end{aligned} \quad (12)$$

Если  $\bar{z}_{w1}$  оказывается пренебрежимо малым и  $H_0 = 0$ , то уравнение (9) значительно упрощается и будет

$$\bar{H} = \left( 2\bar{I}_0 - 1 + n_0 - \sqrt{\Delta_1} \right) \frac{\bar{k}_1 \bar{t}}{2}. \quad (13)$$

Из уравнения (12) видно, что жидкость на поверхности грунта сразу начнет накапливаться. Также из (12) следует, что скорость (расход) инфильтрации не меняется со временем, а ее относительная величина составляет

$$\bar{V} = \bar{I}_0 - \frac{1 - n_0 + \sqrt{\Delta_1}}{2}. \quad (14)$$

Чтобы оценить последствия обильных осадков (поливов) для водного режима грунта и произрастающих в нем культур, необходимо уметь корректно рассчитать перемещение фронта промачивания. Для расчета его положения в пределах  $i$ -го слоя предлагается формула

$$\bar{z}_a = \bar{M}_{i-1} + \frac{\bar{H}_{i-1} - \bar{H} + \bar{I}_0 (\bar{t} - \bar{t}_{i-1})}{n_{0i}}, \quad (15)$$

где  $\bar{z}_a = z_a/M$ , взаимосвязанные значения  $\bar{H}$  и  $\bar{t}$  выбираются с помощью уравнения (6).

## 2. ВТОРАЯ СТАДИЯ

Чаще всего интенсивные осадки выпадают в течение непродолжительного времени и поэтому до их окончания инфильтрационные воды не успевают сомкнуться с грунтовыми. Тогда целесообразно продолжить изучение процесса промачивания на второй стадии. Насыщение грунта на этой стадии также можно описать моделью (1) – (3), полагая интенсивность  $I_0$  равной нулю. Решение этой модели прежде всего дает при промачивании  $i$ -го слоя следующее выражение для относительной скорости инфильтрации

$$\bar{V} = \bar{k}_i \frac{\bar{H} + \bar{z}_{wi} + \bar{z}_a}{\bar{k}_i \sum_{j=1}^{i-1} \frac{\bar{m}_j}{\bar{k}_j} + \bar{z}_a - \bar{M}_{i-1}}. \quad (16)$$

Чтобы из выражения (14) устранить неизвестную  $\bar{z}_a$ , используется баланс поровой и поверхностной жидкости к моменту  $t_m$

$$\bar{H}_m - \bar{H} = n_{0i}(\bar{z}_a - \bar{z}_m), \quad (17)$$

где  $\bar{H}_m$ ,  $\bar{z}_m$  – относительные глубины поверхностного слоя и фронта промачивания в конце первой (начале второй,  $t = t_m$ ) стадии. В результате подстановки формулы (15) в (14) для  $\bar{V}$  получено

$$\bar{V} = \bar{k}_i \frac{(1-n_{0i})(\bar{H}-\bar{H}_m)-n_{0i}(\bar{z}_{wi}+\bar{z}_m+\bar{H}_m)}{\bar{H}-\bar{H}_m-n_{0i}(\bar{z}_m-\bar{M}_{i-1})-\bar{k}_i n_{0i} \sum_{j=1}^{i-1} \frac{\bar{m}_j}{\bar{k}_j}}. \quad (18)$$

Далее уравнение относительно  $H$  (1) решается при  $I_0 = 0$ ,  $V$  согласно (16) и условию

$$\bar{t} = \bar{t}_m, \quad \bar{H} = \bar{H}_m. \quad (19)$$

В итоге зависимость между  $\bar{t}$  и  $\bar{H}$  имеет вид

$$\bar{t} = \bar{t}_m + \frac{1}{\bar{k}_i(1-n_{0i})} \times \quad (20)$$

$$\times \left[ \bar{H}_m - \bar{H} - (\lambda_{1i} - \lambda_{2i}) \ln \left( 1 + \frac{\bar{H}_m - \bar{H}}{\lambda_{1i}} \right) \right].$$

Здесь

$$\lambda_{1i} = \frac{n_{0i}}{1-n_{0i}}(\bar{z}_{wi} + \bar{z}_m + \bar{H}_m),$$

$$\lambda_{2i} = n_{0i}(\bar{z}_m - \bar{M}_{i-1}) + k_i n_{0i} \sum_{j=1}^{i-1} \frac{\bar{m}_j}{\bar{k}_j}. \quad (21)$$

В принципе формула (18) пригодна для расчета  $\bar{H}$  до момента полного насыщения  $i$ -го слоя. Если же этот слой обладает ёмкостью, превосходящей

запасы свободной жидкости к моменту  $t_m$ , то вторая стадия закончится раньше ( $\bar{t}_b < \bar{t}_i$ ), а момент ее завершения  $\bar{t}_b$  определится опять-таки по (18) при  $\bar{H} = 0$ . В случае  $\bar{H}_m > n_{0i}(\bar{M}_i - \bar{z}_m)$  поверхностная жидкость будет обеспечивать промачивание  $(i+1)$ -го, а при надлежащих условиях и других нижерасположенных слоев. Дальше возможны две ситуации. В первой промачивание всей толщи закончится ещё при наличии некоторого уровня  $\bar{H}_e > 0$  и она анализируется ниже. Во второй поверхностная жидкость полностью впитается в среду до момента полного насыщения контролируемой толщи  $t_e$ , так что в конце второй стадии фронт промачивания окажется на глубине  $\bar{z}_*$  в  $p$ -м слое ( $M_i < z_* < M_N$ ). Величина  $\bar{z}_*$  определяется из балансовых соображений и будет

$$\bar{z}_* = \bar{M}_{p-1} + \frac{\bar{H}_m - n_{0i}(\bar{M}_i - \bar{z}_m) - \sum_{j=i+1}^{p-1} n_{0j} \bar{m}_j}{n_{0p}}. \quad (22)$$

Тогда весь временной интервал второй стадии условно разбивается на  $p - i + 1$  промежутков, а  $\bar{H}$  на каждом из них рассчитывается также с помощью формулы (18) после замены  $\bar{k}_i$ ,  $n_{0i}$ ,  $\bar{z}_{wi}$  на новые их значения, соответствующие рассматриваемому слою. Кроме того, вместо  $\bar{z}_m$  следует взять сумму мощностей всех вышележащих слоев, а вместо  $\bar{H}_m$  значение  $\bar{H}$ , вычисленное в конце предыдущего этапа расчетов.

## 3. ТРЕТЬЯ СТАДИЯ

Если поверхностная жидкость успевает полностью впитаться в среду прежде, чем фронт промачивания достигнет контрольной глубины  $M$  ( $t_* < t_e$ ), то наступает третья стадия. Тогда объем поровой жидкости первоначально заполняет верхнюю часть толщи от её поверхности до глубины  $\bar{z}_* = \bar{z}_a(\bar{t}_*)$ , которую можно найти или согласно (20), или при известном моменте  $\bar{t}_m$  по эквивалентной формуле

$$\bar{z}_* = \bar{M}_{p-1} + \frac{1}{n_{0p}} \left( \bar{I}_0 \bar{t}_m - \sum_{j=1}^{p-1} n_{0j} \bar{m}_j \right). \quad (23)$$

Этот объем теперь уже поровой жидкости перемещается вниз до момента  $\bar{t}_e$ . Закономерность такого движения опять устанавливается на основе модели (1) – (3), но без первого уравнения. Детали вывода расчетных формул опускаются. В частности получено, что при снижении фронта промачивания в пределах  $p$ -го слоя, а верхней границы зоны насыщения (ее глубина обозначается  $z_b$ ) в верхнем

слое относительная скорость инфильтрации составит

$$\bar{V} = \bar{k}_1 \frac{\bar{z}_a - \bar{z}_b + \bar{z}_{wp}}{\bar{m}_1 - \bar{z}_b + \sum_{j=2}^{p-1} \frac{\bar{k}_1}{\bar{k}_j} \bar{m}_j + \frac{\bar{k}_1}{\bar{k}_p} (\bar{z}_a - \bar{M}_{p-1})}, \quad (24)$$

а величина  $\bar{z}_b$  будет выражаться через  $\bar{z}_a$  следующим образом:

$$\bar{z}_b = \bar{m}_1 + \frac{1}{n_{0i}} \left[ \sum_{j=2}^{p-1} n_{0j} \bar{m}_j + n_{0p} (\bar{z}_a - \bar{M}_{p-1}) - \bar{I}_0 \bar{t}_m \right]. \quad (25)$$

Снижение же фронта промачивания характеризуется такой зависимостью

$$\bar{t} = \bar{t}_* + \frac{a_{1p}}{a_{2p}} \left[ \bar{z}_a - \bar{z}_* + \left( \frac{b_{1p}}{a_{1p}} - \frac{b_{2p}}{a_{2p}} \right) \ln \frac{a_{2p} \bar{z}_a + b_{2p}}{a_{2p} \bar{z}_* + b_{2p}} \right]. \quad (26)$$

Здесь

$$a_{1p} = \frac{\bar{k}_1}{\bar{k}_p} - \frac{n_{0p}}{n_{01}}, \quad a_{2p} = 1 - \frac{n_{0p}}{n_{01}}, \quad (27)$$

$$b_{1p} = \frac{\bar{I}_0 \bar{t}_m}{n_{01}} + \sum_{j=2}^{p-1} \left( \frac{\bar{k}_1}{\bar{k}_j} - \frac{n_{0j}}{n_{01}} \right) \bar{m}_{j-1} - \bar{M}_{p-1} a_{1p},$$

$$b_{2p} = \bar{z}_{wp} + \frac{\bar{I}_0 \bar{t}_m}{n_{01}} + \bar{M}_{p-1} \frac{n_{0p}}{n_{01}} - \sum_{j=1}^{p-1} \frac{n_{0j}}{n_{01}} \bar{m}_j.$$

Формулы (23) – (25) также могут использоваться и для последующих расчетов  $\bar{V}$ ,  $\bar{z}_b$ ,  $\bar{z}_a$ , то есть при снижении фронта промачивания в  $(p+1)$ -м, а при необходимости и других нижележащих слоях, включая последний  $N$ -й. Для этого достаточно пересчитать коэффициенты  $a_{1p}$ ,  $a_{2p}$ ,  $b_{1p}$ ,  $b_{2p}$  с учетом дополнительных параметров  $\bar{k}$ ,  $\bar{m}$ , заменить  $\bar{t}_*$  на момент промачивания верхнего соседнего слоя, положить  $\bar{z}_*$  равной относительной мощности всей ранее промоченной толщи (исключая рассматриваемый слой). Подобный подход применительно к  $N$ -му слою позволяет для определения времени  $\bar{t}_e$  рекомендовать формулу

$$\bar{t}_e = \bar{t}_{N-1} + \frac{a_{1N}}{a_{2N}} \left[ 1 - \bar{M}_{N-1} + \left( \frac{b_{1N}}{a_{1N}} - \frac{b_{2N}}{a_{2N}} \right) \ln \frac{a_{2N} + b_{2N}}{a_{2N} \bar{M}_{N-1} + b_{2N}} \right],$$

где  $a_{1N}$ ,  $a_{2N}$ ,  $b_{1N}$ ,  $b_{2N}$  вычисляются также по (26) после формальной замены индекса  $p$  на  $N$ .

#### 4. РАСЧЕТЫ ПРИМЕРОВ, ОБСУЖДЕНИЕ ИХ РЕЗУЛЬТАТОВ

Проведены расчеты многочисленных примеров с целью, во-первых, проиллюстрировать разработанную теоретическую методику, во-вторых, оценить значимость неоднородности пористой среды для аккумуляции жидкости в ней и на ее поверхности. Выбраны среды, фильтрационные свойства которых ухудшаются с глубиной, что типично для грунтов на западе Украины. Тем самым обеспечивается течение жидкости только с полным заполнением ею пор (защемленный воздух можно учесть в  $n_{0i}$ ,  $k_i$ ). Параллельно рассматривались среды с трехслойной, двухслойной и однородной структурами. Для них рассчитывались и сопоставлялись важнейшие водно-физические характеристики, что способствовало углубленному пониманию особенностей промачивания неоднородно-слоистых сред, широко распространенных в природе и технике. В качестве базовых используются шесть примеров. В примере I промачиваемая толща сложена из трех слоев с относительными параметрами  $\bar{k}_1 = 5$ ,  $\bar{k}_2 = 1.25$ ,  $\bar{k}_3 = 0.5$ ;  $\bar{m}_1 = \bar{m}_2 = \bar{m}_3 = 0.333$ . Для примеров II, III взяты двухслойные среды, причем  $\bar{m}_1 = \bar{m}_2 = 0.5$  и  $\bar{k}_1 = 5$ ,  $\bar{k}_2 = 1.25$  или  $0.5$ . В примерах IV-VI среда является однородной, а коэффициент фильтрации  $\bar{k}$  равен 5, 1.25 или 0.5 соответственно. Значения пористости  $n_0$  и коррективы  $z_w$  для всех слоев принимались одинаковыми и равными 0.4, 0.1 за исключением отдельных примеров, где капиллярные силы не учитывались и, следовательно,  $z_{wj} = 0$ . Для интенсивности  $\bar{I}_0$  были подобраны три характерные значения, так что  $\bar{I}_0$  превышала коэффициент  $\bar{k}_1$  в полтора, два и три раза. Предметом вычислений стали наиболее интересные с практической точки зрения характеристики – относительный уровень жидкости на поверхности среды  $\bar{H}$ , скорость инфильтрации  $\bar{V}$  и глубина фронта промачивания  $\bar{z}_a$ .

В первую очередь, внимание акцентировалось на динамике уровня поверхностной жидкости. Данные по  $\bar{H}$ , полученные при разных  $\bar{I}_0$  и моментах прекращения осадков  $\bar{t}_m$ , приведены на рис. 1. Монотонно растущие кривые 1–3 соответствуют непрекращающимся вплоть до конца расчетного периода осадкам. Конечный момент  $\bar{t}_e$  наступает тем раньше, чем меньше  $\bar{I}_0$ , хотя разница в значениях  $\bar{t}_e$  невелика. Естественно, что на поверхности среды в такой ситуации накапливается значительное количество жидкости и, например, при  $\bar{I}_0 = 15$  ее глубина достигает 1.071 М. Кривые 7, 8 показывают, каким образом будет формироваться

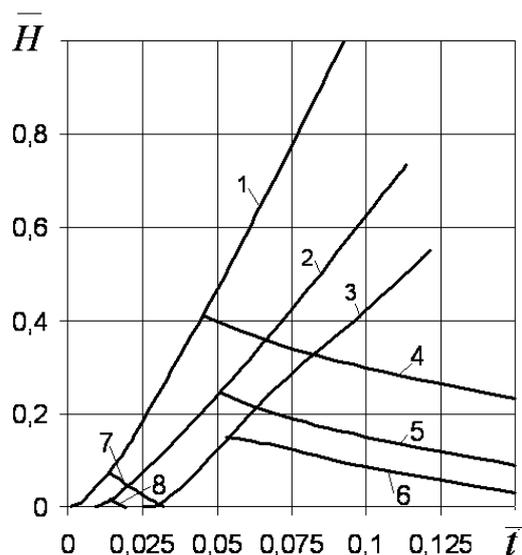


Рис. 1. Изменение уровня жидкости на поверхности грунта:  
 $1-3 - \bar{t}_m \geq \bar{t}_e$ ;  $4-6 - \bar{t}_m = \bar{t}_2$ ;  $7, 8 - \bar{t}_m = \bar{t}_1$ ;  
 $1, 4, 7 - I_0 = 15$ ;  $2, 5, 8 - I_0 = 10$ ;  $3, 6 - I_0 = 7.5$

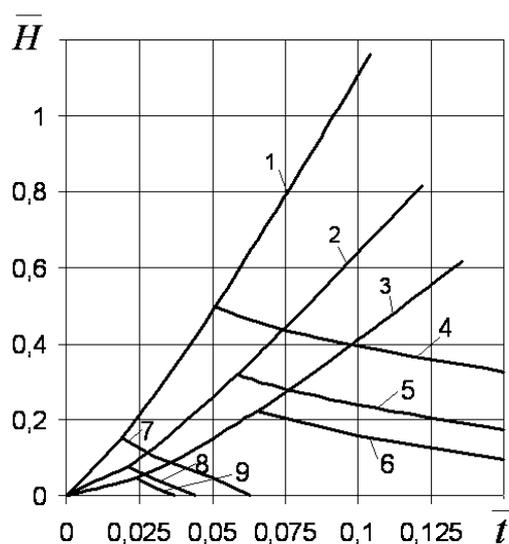


Рис. 2. Изменение уровня жидкости на поверхности грунта:  
 $1-3 - \bar{t}_m \geq \bar{t}_e$ ;  $4-6 - \bar{t}_m = \bar{t}_2$ ;  $7-9 - \bar{t}_m = \bar{t}_1$ ;  
 $1, 4, 7 - I_0 = 15$ ;  $2, 5, 8 - I_0 = 10$ ;  $3, 6, 9 - I_0 = 7.5$

и срабатывать поверхностный слой, если осадки прекратятся в момент  $t_1$ . При меньшей интенсивности  $\bar{I}_0$  указанный слой вообще не успевает образоваться и поэтому соответствующая кривая  $\bar{H}(t)$  отсутствует. Вместе с тем, при  $\bar{I}_0 = 10, 15$  создается малый слой с высотой, измеряемой значениями 0.019 и 0.075, жидкость из которого затем быстро уходит в среду. Тем самым опасность возникновения поверхностного стока будет минимальной. Иная картина наблюдается, если  $\bar{t}_m = \bar{t}_2$ . Тогда длительность снижения уровня свободной жидкости существенно увеличивается и полное промачивание среды может произойти прежде, чем  $H$  станет равным 0.

Множество ранее проведенных экспериментов с промачиванием грунтов свидетельствуют прежде всего о правомочности применения подхода Грина-Ампта, и, кроме того, об ускорении впитывания в них жидкости за счет действия капиллярных сил. Так как изменение  $H$  в предыдущих примерах определялось при весьма больших значениях  $z_{wi}$ , то для получения представления о вкладе вышеупомянутых сил в динамику притекающей извне жидкости в первом приближении достаточно провести аналогичные вычисления при  $z_{wi} = 0$  и затем их сравнить с данными из рис. 1. Как раз на рис. 2 и изображены кривые  $\bar{H}(t)$ , найденные без усиленного впитывания жидкости. Естественно, что формирова-

ние поверхностного слоя здесь начнется сразу и будет происходить несколько быстрее. Вследствие этого замедлится проникновение жидкости в среду и продолжительность расчетного периода (время  $t_e$ ) возрастет примерно на 10%. Почти таким же будет и прирост высоты поверхностной жидкости. Полезно отметить, что в отсутствие капиллярных сил заметно увеличивается объем накопленной свободной жидкости, причем особенно это ощущается при обильных краткосрочных осадках. Более высокий уровень  $H$  в момент  $t_m$ , очевидно, обуславливает более продолжительное истощение запасов поверхностной жидкости. Кстати, появится слой жидкости высотой 0.047 и в случае  $\bar{I}_0 = 7.5$ , что не отмечалось при  $z_{wj} = 0.1$ .

Чтобы лучше понять важность структурных свойств пористой среды для развития поверхностного стока, также были рассчитаны примеры П-VI, к тому же для двух ситуаций – продолжительных и непродолжительных интенсивных осадков. Полученные при этом уровни  $\bar{H}$  показаны в виде кривых  $\bar{H}(t)$  на рис. 3. Во всех пяти примерах осадки или продолжают вплоть до момента  $t_e$  (кривые 1–5), или же заканчиваются в единый момент  $t_1$  (взяты из примеров II, III), что удобно для сопоставления кривых снижения  $\bar{H}$  и времени стояния жидкости на поверхности среды (при  $z_{wi} > 0$  примерно равно  $t_b$ ). Длительное существование поверхностной жидкости здесь отмечается только, если однородная среда имеет низкую или

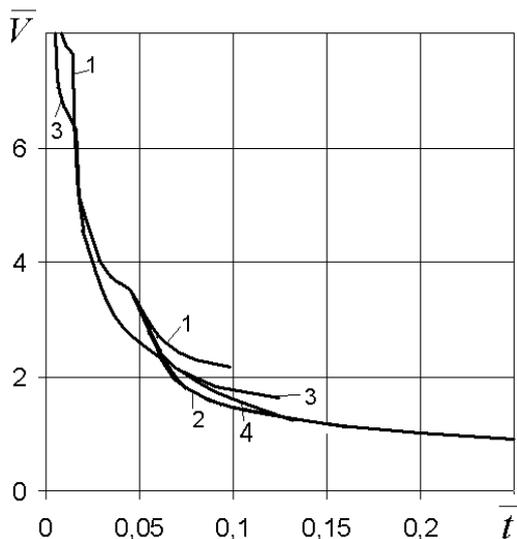


Рис. 3. Изменение скорости фильтрации со временем:  
 1, 3 –  $\bar{t}_m = \bar{t}_e$ ; 2, 4 –  $\bar{t}_m = \bar{t}_2$ ; 1, 2 –  $I_0 = 15$ ;  
 3, 4 –  $I_0 = 7.5$

умеренную проницаемость (примеры V, VI). Наличие мощного хорошо проницаемого слоя намного сокращает время  $t_b$ . В целом рис. 1 вместе с рис. 3 еще раз подтверждают необходимость тщательного изучения фильтрационных свойств грунтов, участвующих в формировании поверхностного стока или нуждающихся в оперативном увлажнении.

Однако наиболее полную картину влияния неоднородности среды на величину  $\bar{H}$  дает рис. 4. Здесь приведены графики зависимости уровня  $\bar{H}_2$  (при  $t = t_e = t_2$ ) от относительной мощности  $\bar{m}_1$  двухслойной среды (коэффициенты  $k_1, k_2$  брались из примеров II, III). Изменение соотношения между  $\bar{m}_1$  и  $\bar{m}_2$  существенно сказывается на конечном  $\bar{H}_2$  везде, исключая разве что случаи с маломощным подстилающим слоем, который оказывается неспособным ощутимо замедлить фильтрационное течение и увеличить  $\bar{H}$ . Попутно анализировалось уменьшение времени  $\bar{t}_e$  с ростом  $\bar{m}_1$ . Характер изменения  $\bar{t}_e$  был сходным.

Большое значение для гидрологических и мелиоративных прогнозов имеет точное знание об интенсивности инфильтрации. Надежно определить скорость инфильтрации  $V$  позволяют формула (4) на первой стадии промачивания и формула (14) на второй стадии. На третьей стадии осадки и слой свободной жидкости отсутствуют и поэтому  $V = 0$ . Сначала относительный расход  $\bar{V}$  определялся для примера I и случаев  $\bar{t}_m \geq \bar{t}_e, \bar{t}_m = \bar{t}_2$ . Как

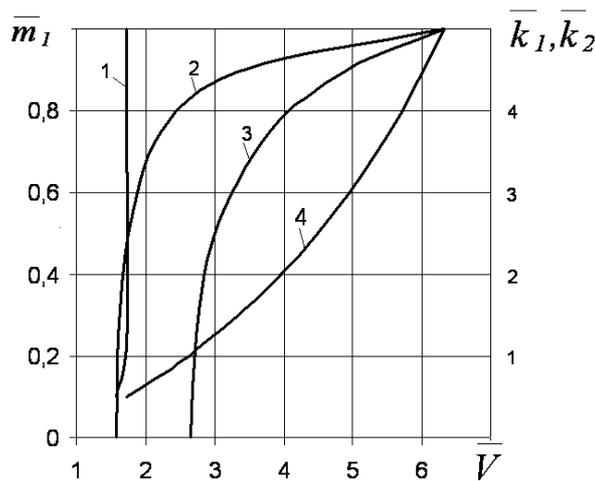


Рис. 4. Графики зависимостей  $\bar{m}_1(\bar{V}), \bar{k}_1(\bar{V}), \bar{k}_2(\bar{V})$ :  
 1 –  $\bar{k}_1$ ; 2, 3 –  $\bar{m}_1$ ; 4 –  $\bar{k}_2$

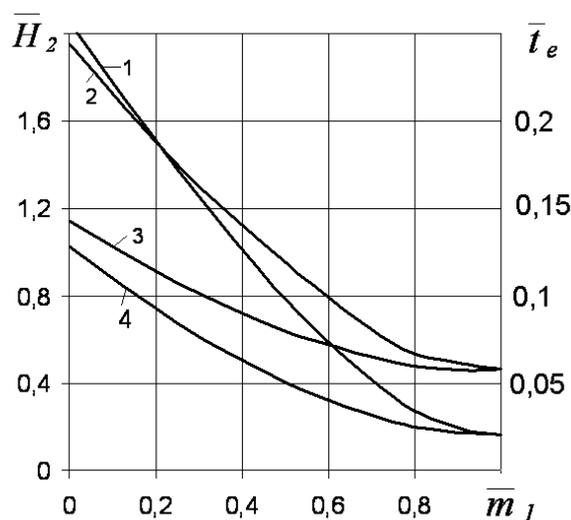


Рис. 5. Графики зависимостей  $\bar{H}_2(\bar{m}_1), \bar{t}_e(\bar{m}_1)$ :  
 1, 3 –  $\bar{H}_2$ ; 2, 4 –  $\bar{t}_e$ ; 1, 2 –  $\bar{k}_2 = 0.5$ ; 3, 4 –  $\bar{k}_2 = 1.25$

показывают результаты вычислений, представленные на рис. 5, величина  $\bar{V}$  снижается со временем явно неравномерно. Наиболее отчетливо неравномерность в поведении функции  $\bar{V}(\bar{t})$  проявляется сразу после моментов  $t_j$ . Фильтрационный процесс в начале промачивания нового (для определенности  $i$ -го) слоя резко тормозится вследствие его меньшей проницаемости. Одновременно усиливается накопление поверхностной жидкости, что ведет к нарастанию перепада напоров на границах области движения и, как следствие, оказывает противоположное воздействие на инфильтрацию.

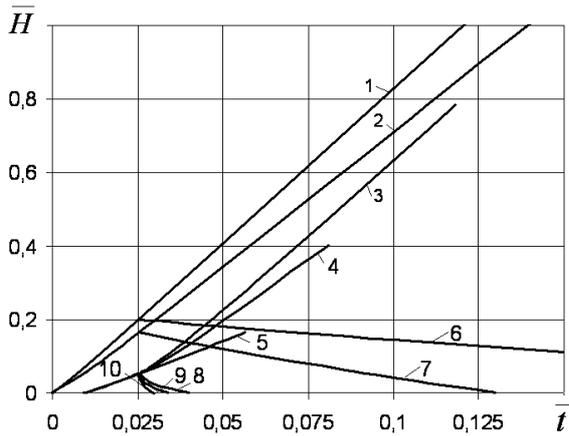


Рис. 6. Изменение уровня жидкости на поверхности грунта:  
1-5 -  $\bar{t}_m \geq \bar{t}_e$ , 6-10 -  $\bar{t}_m = \bar{t}_1$ ; 3, 5, 8, 10 - 2-х сл.,  
1, 2, 4, 6, 7, 9 - однород.; 1, 6 - прим. VI,  
2, 7 - прим. V, 3, 8 - прим. III, 4, 9 - прим. II,  
5, 10 - прим. IV

Поэтому скорость изменения  $\bar{V}$  постепенно и заметно снижается к очередному контрольному моменту  $t_{i+1}$ . Раннее окончание осадков способствует плавному уменьшению  $V$  до 0, если оставшаяся к моменту  $t_m$  непромоченная часть толщи в состоянии вместить всю жидкость из поверхностного слоя глубиной  $H_m$ . Впрочем, при исходных данных примера I инфильтрационный процесс преждевременно обрывается из-за быстрого промачивания трехслойной среды. Действительно, фронт промачивания опускается на полную глубину при  $\bar{I}_0 = 7.5, 15$  и  $t_m = t_2$  уже к моментам  $\bar{t}_e = 0.145$  и  $0.114$  соответственно, в то время как уровень  $\bar{H}$  без ограничений во времени снижался бы до моментов  $\bar{t}_b = 0.155$  и  $0.407$ . При данных же условиях инфильтрация должна прекратиться мгновенно, имея относительные скорости  $\bar{V} = 1.059$  и  $0.751$ .

Существенность неоднородности среды для инфильтрационного процесса подтверждает и рис. 6, который иллюстрирует зависимость расхода  $\bar{V}$  от основных фильтрационных параметров. Степень неоднородности двухслойной среды регулировалась здесь двумя путями. Во-первых, изменением мощности верхнего слоя, а, по сути, соотношением между  $\bar{m}_1$  и  $\bar{m}_2$  при фиксированной проницаемости обоих слоев. Во-вторых, изменением коэффициентов фильтрации по очереди верхнего и нижнего слоев (проницаемость другого слоя фиксировалась) при неизменных и равных  $m_1, m_2$ . Пределы изменения  $\bar{m}_1$  были от 0 до 1, а относительных коэффициентов фильтрации  $\bar{k}_1, \bar{k}_2$  – от 0.5 до 5.

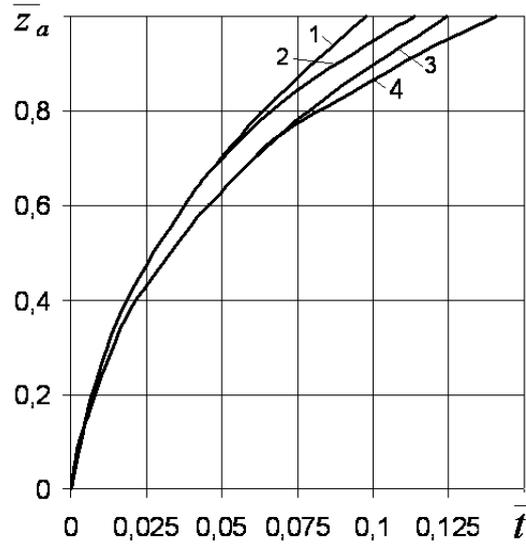


Рис. 7. Снижение фронта промачивания:  
1, 3 -  $\bar{t}_m \geq \bar{t}_e$ ; 2, 4 -  $\bar{t}_m = \bar{t}_2$ ; 1, 2 -  $I_0 = 15$ ;  
3, 4 -  $I_0 = 7.5$

Длительная аккумуляция жидкости на поверхности среды способна заметно ослабить влияние слабопроницаемых слоев на ее впитывание.

При экстренном увлажнении также полезно знать темп промачивания, положение фронта насыщения, время достижения им оснований отдельных слоев ( $j = 1, 2, \dots, N-1$ ), всей толщи  $t_e$ . Эту информацию просто получить, если известна зависимость  $\bar{z}_a(\bar{t})$ . Расчеты ее проводились для примера I при  $\bar{z}_{0j} = 0.1$  и осадках или выпадавших вплоть до  $t_e$ , или заканчивавшихся в момент  $t_1$ . Из полученных по формулам раздела I при разных  $\bar{I}_0$  кривых  $\bar{z}_a(\bar{t})$  на рис. 7 ввиду их близости представлены только крайние, соответствующие  $\bar{I}_0 = 7.5$  и  $15$ . Быстрое начальное снижение фронта промачивания объясняется преобладающим влиянием капиллярных сил, которые со временем отходят на второй план. По мере распространения фильтрационного процесса на нижние менее проницаемые слои движение указанного фронта замедляется из-за роста сопротивления потоку поровой жидкости со стороны структурного материала. Длительность осадков слабо сказывается на зависимости  $\bar{z}_a(\bar{t})$ , а  $\bar{I}_0$  более существенно.

В заключение на примерах выявлялась связь между временем стояния жидкости на поверхности среды (момент  $\bar{t}_b$ ) и фильтрационными параметрами ее обоих слоев. Для этого мощность  $\bar{m}_1$  и коэффициенты  $k_1, k_2$  варьировались таким же способом, как и в примерах из рис. 6. Кривые за-

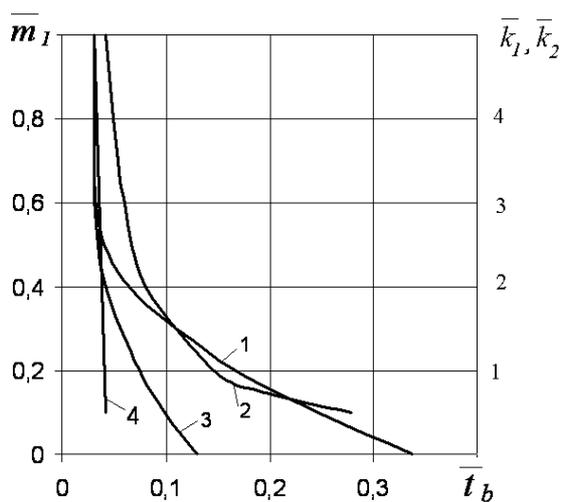


Рис. 8. Графіки залежностей  $\bar{t}_b(\bar{m}_1)$ ,  $\bar{t}_b(\bar{k}_{1,2})$ :  
 1, 3 –  $\bar{t}_b(\bar{m}_1)$ , 2 –  $\bar{t}_b(\bar{k}_1)$ , 4 –  $\bar{t}_b(\bar{k}_2)$ ;  
 1 –  $\bar{k}_2 = 0,5$ , 3 –  $\bar{k}_2 = 1,25$

висимости  $\bar{t}_b$  от  $\bar{m}_1$ ,  $\bar{k}_1$ ,  $\bar{k}_2$  показаны на рис. 8. Продолжительное присутствие свободной жидкости (выше среды) наблюдается только при достаточно мощном нижнем слое ( $\bar{m}_2$ ). Если же более мощным будет верхний хорошопроницаемый слой, то время  $\bar{t}_b$  слабо зависит от  $\bar{m}_1$  и оказывается очень малым.

Следует отметить, что для всех примеров здесь был выбран, как и ранее, единый момент  $\bar{t}_m$ , который соответствует  $t_1$  для случая  $\bar{m}_1 = \bar{m}_2$ . Понятно, что уровень  $\bar{H}_m$  в этот момент тесно связан с проницаемостью верхней части среды (до половинной глубины) и меняется только, если  $\bar{m}_1 < 0,5$ . Кроме того, принималось  $\bar{I}_0 = 10$ ,  $\bar{z}_{wj} = 0,1$ . Также и изменение  $\bar{k}_1$  (при фиксированном  $\bar{k}_2$ ) ощутимо отражается на времени существования жидкости в свободном состоянии, о чем говорит форма кривой 2 на рис. 8. Вместе с тем изменение  $\bar{k}_2$  в пределах от 0,5 до 5 при  $\bar{m}_2 = 0,5$  практически не отражается на  $\bar{t}_b$ .

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Явление насыщения пористых сред жидкостью, которая поступает с их поверхности, широко распространена в природе, мелиоративной и гидротехнической практике, а поэтому было и остаётся объектом серьёзных экспериментальных и теоретических исследований. При определенных условиях, несмотря на сложность физики этого явления, допускается его относительно простое

формальное описание. Тем самым открываются весьма большие возможности в обобщении постановки соответствующей математической задачи, что в свою очередь позволяет добиться лучшего соответствия между расчетной и фактической картинами. Природные пористые среды в своей верхней части, как правило, сложены из двух-трех и более слоев. Различия в водно-физических свойствах этих слоев нередко бывают значительными, что существенно сказывается на фильтрационных процессах и, в частности, промачивании неоднородно-слоистой толщи. При высокой интенсивности притока жидкости к среде извне за счет осадков, поливов образуется слой свободной жидкости, который способен, с одной стороны, заметно ускорить инфильтрационный процесс, а с другой – обеспечить развитие поверхностного стока.

Опираясь на математическую модель, описывающую совместно фильтрацию (с полным насыщением) в многослойной пористой среде и баланс поверхностной жидкости, разработана общая расчетная методика. Она позволяет выполнять надежный прогноз формирования и сработки слоя жидкости на поверхности среды, расхода инфильтрации, проникновения жидкости вглубь нее при любом количестве слоев в промачиваемой толще и в течение всего расчетного периода, то есть при перемещении фронта насыщения от поверхности толщи до контрольной глубины. Решение, хотя и получено в неявной форме, но достаточно удобно для инженерных вычислений. Благодаря введению в модель специального постоянного или переменного корректива удается, не усложняя ее в принципе, тем не менее, аккуратно учесть действие капиллярных сил. Проявляется оно вблизи вышеупомянутого фронта и в состоянии заметно ускорить промачивание среды, замедлить накопление свободной жидкости, прежде всего, в его начальной стадии. Обстоятельный количественный анализ промачивания типичных трехслойной, двухслойных, однородных сред доказывает важность детального изучения и учета структурных особенностей насыщаемых сред, а вместе с тем, свидетельствует о возможности широкого применения на практике предложенной методики.

Для совершенствования исходной модели и методики предполагается в дальнейшем принять во внимание капиллярную кайму, а затем и гидрофизические свойства среды, начинающие играть важную роль при низкой и умеренной интенсивности осадков, а также особых структурах грунта с чередующимися слабо- и хорошопроницаемыми слоями.

1. Маслов Б.С., Станкевич В.С., Черненко В.Я. Осушительно-увлажнительные системы.– М.: Колос, 1981.– 280 с.
2. Basha H.A. Multidimensional linearized nonsteady infiltration toward a shallow water table // *Water Resour. Res.* – 2000.– 36.– P. 2567–2573.
3. Healy R.W., Warrick A.W. A generalized solution to infiltration from surface point source // *Soil Sci. Soc. Am. J.* – 1988.– 52.– P. 1245–1251.
4. Revol P., Clothier B.E., Mailhol J.-C., Vachaud G., Vauclin M. Infiltration from a surface point source and drip irrigation. 2. An approximate time-dependent solution for wet-front position // *Wat. Resour. Res.* – 1997.– 33.– P. 1869–1874.
5. Gayonnet D., Amraoui N., Kara R. Analysis of transient data from infiltrometers tests in fine grained soils // *Ground Water.* – 2000.– 38.– P. 396–402.
6. Si B., Kachanovski R.G., Zhang F., Parkin G.W., Elrick D.F. Measurement of hydraulic properties during constant flux infiltration: field average // *Soil Sci. Soc. Am. J.* – 1999.– 63.– P. 793–799.
7. Филип Д.П. Теория инфильтрации // Изотермическое передвижение влаги в зоне аэрации.– Л.: Гидрометеоздат.– 1972.– С. 6–82.
8. Warrick A.W., Amoozegar-Fard A. Infiltration and drainage calculations using spatially scaled hydraulic properties // *Wat. Resour. Res.* – 1979.– 15.– P. 1116–1120.
9. Parlange J.-Y., Haverkamp R., Touma J. Infiltration under ponded conditions: 1. Optimal analytic solution and comparison with experimental observations // *Soil Sci.* – 1985.– 139.– P. 305–311.
10. Swartzendruber D. Exact mathematical derivation of two-term infiltration equation // *Wat. Resour. Res.* – 1997.– 33.– P. 491–496.
11. Turbak A., Morel-Seytoux H.J. Analytical solutions for surface irrigation. 1. Constant infiltration rate // *J. Irrig. and Drain. Engrg., ASCE.* – 1988.– 114(1).– P. 31–46.
12. Гусев Е.М. Экспериментальное исследование напорного впитывания // Физика почвенных вод.– М.: Наука.– 1980.– С. 81–97.
13. Elrick D.E., Parkin G.W., Reynolds W.D., Fallow D.J. Analysis of early-time and steady-state single ring infiltration under falling head conditions // *Wat. Resour. Res.* – 1995.– 31.– P. 1883–1993.
14. Mein R.G., Farrell D.A. Determination of wetting front suction in the Green-Ampt equation // *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* – 1974.– 38.– P. 872–876.
15. White I., Sully M.J. Macroscopic and microscopic capillary length and time scales from field infiltration // *Wat. Resour. Res.* – 1987.– 23.– P. 1514–1522.
16. Neuman S.P. Hydraulic head at the wetting front in the Green-Ampt model // *Wat. Resour. Res.* – 1976.– 12.– P. 564–566.
17. Веригин Н.Н., Васильев С.В. Промачивание почв и грунтов зоны аэрации // Прикл. техн. физ.– 1977.– N 1.– С. 133–137.
18. Salvucci G.D., Entekhabi D. Explicit expressions for Green-Ampt (deta function diffusivity) infiltration rate and cumulative storage // *Wat. Resour. Res.* – 1994.– 30.– P. 2661–2663.
19. Костерин А.В., Скворцов Э.В. Фильтрация жидкости с поверхности земли в трещиновато-пористую зону аэрации // МЖГ.– 2002.– N 5.– С. 93–98.
20. Поляков В.Л. Промачивание суффозионных грунтов. 1. Суффозия // Прикладна гідромеханіка.– 2003.– 5(77), N 3.– С. 72–82.
21. Ahuja L.R. Modelling infiltration into crushed soils by the Green-Ampt approach // *Soil Sci. Soc. Am. J.* – 1983.– 47.– P. 412–417.
22. Broadbridge P. Infiltration in saturated swelling soils and slurries exact for constant supply rate // *Soil Sci.* – 1990.– 149.– P. 13–22.
23. Davidson M.R. A Green-Ampt model of infiltration in a cracked soil // *Wat. Resour. Res.* – 1984.– 20.– P. 1685–1690.
24. Giraldez J.W., Sposito G. Infiltration in swelling soils // *Wat. Resour. Res.* – 1985.– 21.– P. 33–44.
25. Iqbal M.Z. Role of macropores in solute transport under ponded water condition produced by laboratory simulated intense storms // *Ground Water.* – 1999.– 37.– P. 674–681.
26. Drismer M.E., Orang M.B., Kioney K. Effect of air compression and counterflow on infiltration into soils // *J. Irrig. and Drain. Div., ASCE.* – 1994.– 120.– P. 775–795.
27. Latifi H., Prasad S.N., Helveg O.J. Air entrapment and water infiltration in two-layered soil column // *J. Irrig. and Drain. Div., ASCE.* – 1994.– 120.– P. 871–891.
28. Morel-Seytoux H.J., Billica J.A. A two-phase numerical model for prediction of infiltration-application to a semi-infinite soil column // *Wat. Resour. Res.* – 1985.– 21.– P. 607–615.
29. Wang Z., Feyen J., Nielsen D.R., Genuchten van M.I. Two-phase flow infiltration equations accounting for air entrapment effects // *Wat. Resour. Res.* – 1997.– 33.– P. 2759–2767.
30. Baker M.S., Hillel D. Laboratory tests of a theory of fingering during infiltration into layered soils // *Soil Sci. Soc. Am. J.* – 1990.– 54.– P. 20–30.
31. Geiger S.L., Durnford D.S. Infiltration in homogeneous sands and a mechanistic model of unstable flow // *Soil Sci. Soc. Am. J.* – 2000.– 64.– P. 460–469.
32. Glass R.J., Parlange J.-Y., Steenhuis T.S. Wetting front instability. 1. Theoretical discussion and dimensional analysis // *Wat. Resour. Res.* – 1989.– 25.– P. 1187–1207.
33. Assouline S., Mualem Y. Modeling the dynamics of seal formation and its effect on infiltration as related to soil and rainfall characteristics // *Wat. Resour. Res.* – 1997.– 33.– P. 1527–1536.
34. Moore I.D. Infiltration equations modified for surface effects // *J. Irrig. and Drain. Engrg., ASCE.* – 1981.– 107.– P. 71–86.
35. Bouwer H. Infiltration into increasing permeable soils // *J. Irrig. and Drain. Div., ASCE.* – 1976.– 102.– P. 127–136.
36. Selker J.S., Duan J., Parlange J.-V. Green and Ampt infiltration into soils of variable pore size with depth // *Wat. Resour. Res.* – 1999.– 35.– P. 1685–1688.
37. Aylor D.E., Parlange J.-Y. Vertical infiltration into a layered soil // *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* – 1973.– 37.– P. 673–676.
38. Watson K.K., Awadalla S.A. Comparative study of the Green and Ampt analysis for a falling water table in a stratified profile // *Wat. Resour. Res.* – 1986.– 22.– P. 723–730.
39. Поляков В.Л. Промачивание слоистого грунта с образованием на его поверхности слоя воды // Доп. НАН України.– 2007.– N 12.– С. 43–49.