

С. Ф. АВЕРЬЯНОВ

ЗАВИСИМОСТЬ ВОДОПРОНИЦАЕМОСТИ ПОЧВО-ГРУНТОВ ОТ СОДЕРЖАНИЯ В НИХ ВОЗДУХА

(Представлено академиком А. И. Некрасовым 8 IX 1949)

В природных и производственных условиях, особенно при управлении режимом грунтовых вод (земледелие, мелиорация, гидротехника, водоснабжение), большое значение имеет передвижение влаги в жидкой фазе в почво-грунтах при неполном их насыщении. Передвижение жидкости происходит здесь в условиях трехфазной системы: скелет грунта — жидкость — газ. При полном насыщении пор грунта водой, т. е. для двухфазной системы скелет грунта — жидкость, за основную характеристику водопроницаемости принят так называемый коэффициент фильтрации k_f , суммарно оценивающий свойства фильтрующейся жидкости, характер почво-грунта и их взаимодействие. Величина k_f определяется опытным путем и пригодна для применения в условиях, близких к опытным.

Водопроницаемость в случае неполного насыщения зависит, помимо факторов, определяющих коэффициент фильтрации, также и от влажности (степени насыщения) грунта w .

Аналогично определению коэффициента фильтрации, напишем:

$$k_w = \frac{Q_w \Delta l}{F \Delta H} \quad (1)$$

где k_w — коэффициент водопроницаемости при неполном насыщении или коэффициент капиллярной проницаемости при влажности w ; Q_w — расход жидкости через полное сечение (брутто) F при влажности w .

Влажность грунтов в естественных условиях обычно изменяется в пределах $w_0 < w < w_1$, где w_0 — влажность, соответствующая «прочно и рыхло-связанной» воде, т. е. воде, не участвующей заметно в передвижении в жидкой фазе и скрепленной со скелетом грунта силами адсорбции (^{1,2}), w_1 — полная влагоемкость, обычно меньшая полной порозности или равной ей пористости m (³) за счет наличия в порах грунта заземленного воздуха.

Очевидно, что при $w = w_0$ $k_w = 0$, а при $w = m$ $k_w = k_f$.

Рассмотрим передвижение жидкости при неполном насыщении грунта как движение по частично заполненному капилляру (у стенок его). Основанием к такой условной схеме может служить соображение о том, что вне зависимости от формы пор грунта при наличии в них воздуха и воды непосредственно к скелету примыкает вода в силу наличия связанной влаги, а воздух заключен, так сказать, внутри воды. Как известно (⁴), скорость течения вязкой жидкости по цилиндрической трубке равна:

$$v = - \frac{\Delta p}{4\eta \Delta l} r^2 + a \ln r + b, \quad (2)$$

где v — скорость течения на расстоянии r от продольной оси трубки при разности Δp давлений, приложенных на расстоянии Δl ; η — кинематический коэффициент вязкости. Примем для частичного заполнения, что при $r = R_0$ $v = 0$ (граница связанной воды), а при $r = R_1$ скорость достигает наибольшего значения (на границе с воздухом) и $(\partial v / \partial r)_{r=R_1} = 0$.

Находя значения постоянных и подставляя их в (2), получим:

$$v = \frac{\Delta p}{4\eta\Delta l} \left[R_0^2 - r^2 + 2R_1^2 \ln \frac{r}{R_0} \right]. \quad (3)$$

Расход найдем как $Q = 2\pi\rho \int_{R_1}^{R_0} vr \, dr$, где v принимается по (3), что дает:

$$Q = \frac{\pi\Delta p\rho}{8\eta\Delta l} \left[(R_0^2 - R_1^2)(R_0^2 - 3R_1^2) + 4R_1^4 \ln \frac{R_0}{R_1} \right]. \quad (4)$$

Из (3) и (4) видно, что скорость движения воды и расход неполного капилляра меньше скорости и расхода при полном его заполнении. При $R_1 = 0$ формулы (3) и (4) переходят в известные формулы Пуазейля. Вводя обозначение $\rho_0 = R_1/R_0$, по (4) получим:

$$Q_w = \frac{\pi\Delta p\rho R_0^4}{8\eta\Delta l} \mu = Q_0\mu, \quad (5)$$

где Q_0 — расход трубки при полном заполнении (по Пуазейлю); μ — коэффициент, зависящий только от наполнения капилляра

$$\mu = (1 - \rho_0^2)(1 - 3\rho_0^2) + 4\rho_0^4 \ln \frac{1}{\rho_0}. \quad (6)$$

Исходя из определения коэффициента капиллярной проницаемости по (1) и (5), имеем:

$$k_w = \mu k_\phi, \quad (7)$$

где k_ϕ — коэффициент фильтрации при полном насыщении грунта.

Рассматривая пористую среду как пучок капилляров, получим связь между мерой наполнения капилляра ρ_0 и влажностью:

$$\rho_0 = \frac{R_1}{R_0} = \sqrt{\frac{m-w}{m-w_0}}, \quad (8)$$

откуда:

$$\mu = \bar{w}(3\bar{w} - 2) - 2(1 - \bar{w})^2 \ln(1 - \bar{w}), \quad (9)$$

где \bar{w} — относительная влажность с учетом связанной воды $\bar{w} = \frac{w-w_0}{m-w_0}$.

Для практического пользования выражение (9) неудобно, и его целесообразно заменить связью типа:

$$\mu = \bar{w}^n. \quad (10)$$

Поставив требование наилучшего приближения связи (10) к связи (9), решаем уравнение

$$\Delta' = n\bar{w}^{n-1} - 4(1 - \bar{w}) \ln(1 - \bar{w}) = 0 \quad (11)$$

для различных n относительно \bar{w} и находим по (9) и (10) соответствующие значения наибольших отклонений Δ .

Расчеты показывают, что наилучшим приближением $\mu_{(10)}$ к $\mu_{(9)}$ будет случай $n = 3,56$, причем $|\Delta| \approx 0,012$.

Учитывая удобства практического пользования формулой (10), можно принять $n = 3,50$; отклонения между приближенным значением $\mu_{(10)}$ и более точным $\mu_{(9)}$ не будут превышать $\Delta \leq 1,6\%$. Тогда

$$k_w = k_\phi \left(\frac{w - w_0}{m - w_0} \right)^{3,5} = k_\phi \mu \quad (12)$$

показывает зависимость капиллярной проницаемости от влажности почво-грунта.

Результат близок к связи, ранее полученной Л. С. Лейбензоном⁽⁵⁾ на основании обработки опытных данных по движению газированной жидкости, причем им найдено $n = 3,67$ для зависимости вида (10), и резко расходится с предположением Гарднера^(6,7) о линейной зависимости капиллярной проницаемости от влажности.

Сравним вычисления по формуле (12) с некоторыми опубликованными данными.

В работе Мура⁽⁸⁾ приведены опытные значения капиллярной проницаемости в зависимости от „потенциала давления“ (рис. 19) и связь потенциала давления с влажностью для различных почв (рис. 14, 15, 16). Пользуясь этими кривыми для ряда значений влажности, можно графически найти соответствующие значения капиллярной проницаемости.

При сравнении опытных данных в формуле (12) принималось вместо отношения k_w/k_ϕ отношение k_w/k_{w_1} , причем значение w_1 , т. е. влажности, соответствующей атмосферному давлению, бралось из опытных данных ($w_1 < m$). Значение w_0 , т. е. влажность, соответствующая началу интенсивного движения воды, выбиралась таким образом, чтобы наилучшим образом удовлетворить связи (12), т. е. при обработке данных w_0 являлась произвольной постоянной. Следует, однако, отметить, что найденные таким образом значения w_0 для различных грунтов близки к «эквивалентам влажности», указанным Муром. Аналогично использованы данные опытов Ричардса⁽⁹⁾.

На рис. 1 нанесены данные опытов с газированной жидкостью в обработке Л. С. Лейбензона⁽⁵⁾ и опытов с почвами Мура и Ричардса^(8,9). Сплошной линией показана кривая из опытов с газированной жидкостью по Л. С. Лейбензону⁽⁵⁾, пунктирной — теоретическая кривая, построенная по формуле (12).

Сопоставление теоретических и опытных данных показывает, что связь (12) может служить первым приближением для оценки движения влаги в почво-грунтах при неполном их насыщении. Из рис. 1 видно также, что предложение Гарднера^(6,7) о линейной связи $\mu = a w$ не соответствует опытным данным.

Укажем на ряд практических приложений полученных результатов.

1. Из связи (12) и рис. 1 видно, что наличие даже незначительного количества зажатого в порах грунта воздуха резко снижает величину водопроницаемости.

Отсюда следует, что при постановке лабораторных и полевых исследований по определению коэффициента фильтрации необходимо учитывать наличие в грунтовой воде воздуха и определенный опытным путем коэффициент фильтрации относить к конкретной влажности грунта, соответствующей условиям опыта; только при полной гарантии отсутствия воздуха в грунтовой воде опытное значение коэффициента фильтрации может приниматься за истинное его значение.

2. В связи с тем, что многие случаи движения грунтовых вод связаны с динамикой их уровня, при которой особенно вероятно наличие воздуха, в расчетные формулы подземной гидравлики для таких областей целесообразно вводить вместо коэффициента фильтрации k_ϕ значение коэффициента капиллярной проницаемости k_{w_1} при полной влагоемкости w_1 , т. е. учитывать защемленный воздух в порах грунта, причем $k_{w_1} = \mu k_\phi$, где μ можно приближенно считать по (12) при $w = w_1 = m - p$, p — содержание воздуха в процентах от объема грунта. Практически μ может изменяться в широких пределах, но

обычно бывает порядка $\mu = 0,4 \div 0,8$. Особенно важно учитывать уменьшение водопроницаемости при определении фильтрационных потерь из каналов, где подача воды сверху вниз в более или менее сухие грунты содействует заземлению воздуха. Величина фильтрационных потерь из каналов, определенная без учета наличия воздуха в грунте, может быть завышена в 1,5—2 и более раз против фактической.

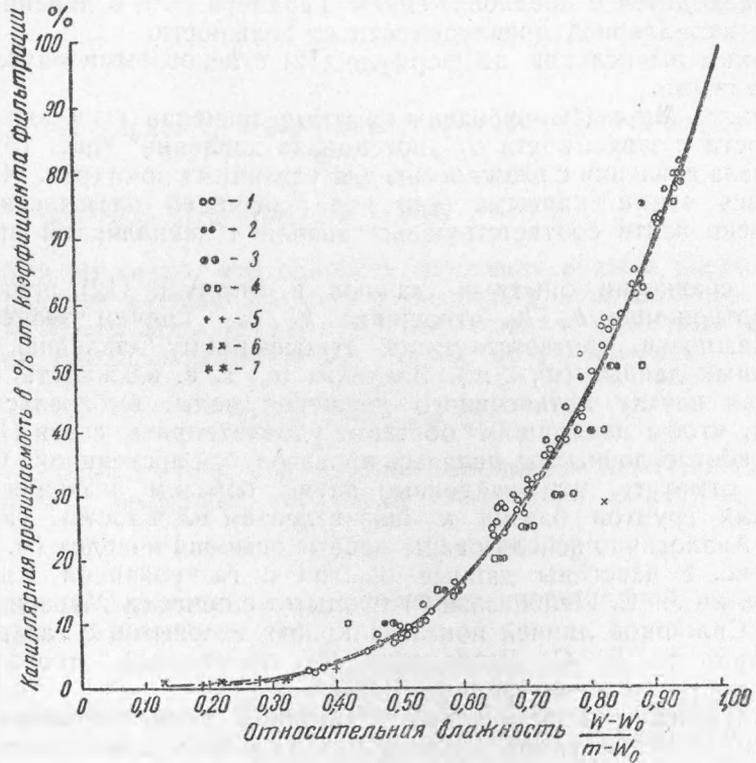


Рис. 1. Зависимость капиллярной проницаемости почво-грунтов от относительной влажности: 1—опыты с движением газированной жидкости в песке, 2—7—опыты с почвами. Опыт Мура: 2—тонкий песчаный суглинок, 3—глина, 4—легкая глина, 5—песок. Опыт Ричардса: 6—глина, 7—песок

3. Проницаемость капиллярной зоны, образующейся в различных случаях движения грунтовых вод, значительно меньше проницаемости зоны полного насыщения и резко зависит от влажности грунта. Принятие водопроницаемости капиллярной зоны равной коэффициенту фильтрации может привести к значительному преувеличению величины фильтрационного расхода и искажению картины движения.

Московский гидромелиоративный институт им. В. Р. Вильямса

Поступило
18 VIII 1949

ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

- ¹ П. И. Андриянов, Тр. Ин-та мерзлотоведения им. Обручева, 3 (1946).
² Н. А. Качинский, Почвоведение, № 6 (1947). ³ П. Я. Полубаринова-Кочина, Некоторые задачи плоского движения грунтовых вод, 1942. ⁴ Л. Ландау и Е. Лифшиц, Механика сплошных сред, 1944. ⁵ Л. С. Лейбензон, Движение природных жидкостей и газов в пористой среде, 1947. ⁶ W. Gardner and J. A. Widstoe, Soil Sci., 11 (1921). ⁷ W. Gardner, T. R. Collier, D. Farr, Utah Agric. Exp. St. Bull., 252 (1934). ⁸ Ros. E. Moore, Hilgardia, 12, No. 6 (1939). ⁹ L. A. Richards, Journ. Am. Soc. Agron., 28 (1936).