

УДК 532.529+532.583

ГИДРОФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА И АТМОСФЕРНАЯ ФУНКЦИЯ ПОЧВА. Н. Фахрутдинова, М. Г. Храмченков, Р. Х. Храмченкова, А. Н. Чекалин
(НИИММ им. Н. Г. Чеботарева, КГУ, г. Казань)

Разработана математическая модель, описывающая энерго- и массообмен между почвой и атмосферой. В качестве основной характеристики почвы выбрана ее способность к набуханию и тем самым к задержанию влаги. Получены аналитические зависимости для важнейших параметров взаимодействия почвы и атмосферы.

Введение

Большое число хранилищ вредных (в том числе радиоактивных) веществ в нашей стране в силу исторических обстоятельств зачастую расположено у самой поверхности земли. Таким образом, вероятные аварийные ситуации на подобных хранилищах немедленно приведут к загрязнению прежде всего почвенного слоя. Почва не является изолированной системой, она взаимодействует через обмен веществом и энергией с атмосферой и подземной гидросферой. Следовательно, загрязнение почвы, например, радиоактивными веществами повлечет за собой подъем и последующий перенос этих веществ за счет атмосферных течений (дефляция), а также загрязнение подземных вод. Таким образом, важно знать особенности взаимодействия почвы с другими оболочками Земли, прежде всего атмосферой и гидросферой.

Для исследования этих процессов применяется весь инструментарий, который развили физическая химия, минералогия, физика и ряд других наук. В последнее время с большой интенсивностью развивается еще одно направление — моделирование функций почвы и процессов в ней. В результате свойства почвы представляются в виде ряда взаимосвязанных математических зависимостей. Разработка математических моделей протекающих процессов позволяет с единых теоретико-экспериментальных позиций физики почв рассматривать вклад того или иного явления в процесс в целом. Кроме того, математические модели позволяют выработать количественные рекомендации по предотвращению негативных или усилению позитивных воздействий на

почву, что дает возможность подойти к выработке рациональных инженерных решений и управляемых воздействий на почвенный покров (инженерный аспект).

При решении задач корректного математического описания физико-химических процессов в почвах необходимо учитывать как накопленные экспериментальные и теоретические результаты по изучаемым процессам, так и разрабатывать новые подходы к дополнению и объединению таких результатов, причем с единых методологических позиций.

Процессы в почвах характеризуются исключительной сложностью в силу хотя бы их многоуровневой взаимосвязанности. Поэтому математическое моделирование этих процессов с неизбежностью влечет определенное упрощение исходного объекта. Необходимо выбрать важнейшие характеристики процессов и двигаться, таким образом, от простейших моделей к более сложным. В этой связи встает вопрос о наиболее характерной особенности почвы. Такой особенностью, на взгляд авторов, является способность почвы к набуханию, обуславливающая ее способность удерживать влагу.

1. Ограничение на массообмен в системе *почвенная частица — раствор.* Осмотическая ячейка

В основе часто встречающегося явления набухания почв лежит взаимодействие способных к ионному обмену систем (ионообменных систем) с водой [1]. Возникновение ионообменной системы почвы обусловлено специфической адсорбцией ионов компонентами почвы с последующей ней-

трализацией возникающего заряда за счет адсорбции противоионов [2], а также за счет избыточного (как правило, отрицательного) электрического заряда глинистых частиц, компенсируемого адсорбцией катионов на поверхности частиц. Если силы, связывающие ион и поверхность, достаточны для удержания иона (это прежде всего так называемые антистоксовские ионы типа калия), то набухание будет слабо выражено. В противном случае за счет гидратации катионов и поверхности формируются многослойные гидратные оболочки, а сам процесс внешне протекает как поглощение значительного количества воды средой в целом. При этом изменяется первоначальный объем системы, что и называется набуханием. Таким образом, при описании набухания почв необходимо отразить специфику взаимодействия подобных систем с водой и ионами.

Эта специфика заключается в следующем. И вода, и ионы раствора, находящегося в порах почвы, могут проникать в ионообменную систему почвы или покидать ее, однако, за единственным исключением. Эту систему не могут покинуть ионы, обеспечивающие электрическую нейтральность всей системы в целом.

Таким образом, если при описании классического осмоса через полупроницаемую мембрану способен проходить один компонент раствора и не способен другой, то в данном случае имеет место явление, когда лишь часть одного из компонентов системы не способна покидать систему. Назовем такую систему *осмотической ячейкой*. Схема осмотической ячейки, образованной почвенной частицей, приведена на рис. 1.

Перейдем к описанию равновесных свойств такой системы. Условия равновесия требуют равенства химических потенциалов всех компонентов раствора и ионообменной системы:

$$\mu_i = \bar{\mu}_i, \quad i = 0, 1, 2. \quad (1)$$

Здесь индекс 0 относится к воде, индекс 1 используется для обозначения катионов, индекс 2 — анионов. В целях упрощения системы уравнений будет рассматриваться бинарный 1-1 электролит. Чертой сверху будем отмечать принадлежность параметров к ионообменной системе.

Для химического потенциала воды в соответствии с [3] имеем

$$\mu_0 = \mu_0^{(0)}(p, T) + RT \ln x_0, \quad (2)$$

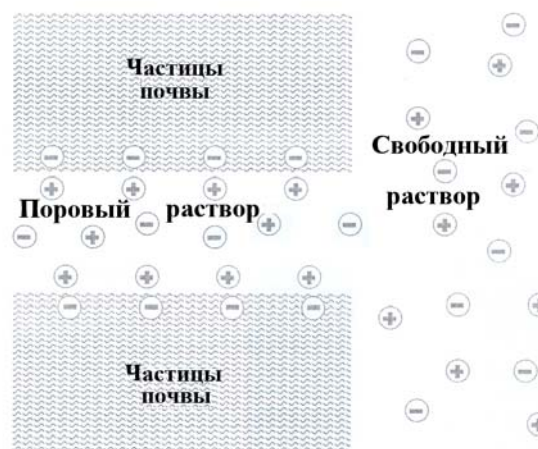


Рис. 1. Картина распределения катионов и анионов в системе почвенная (глинистая) частица — раствор

а для ионов раствора

$$\mu_i = \mu_i^{(0)}(p, T) + RT \ln x_i + (-1)^{i+1} e_0 \varphi. \quad (3)$$

Здесь x_0, x_1, x_2 — молярные доли воды, катионов и анионов соответственно, удовлетворяющие очевидному соотношению $x_0 + x_1 + x_2 = 1$; φ — электрический потенциал, создаваемый всеми зарядами системы; e_0 — элементарный электрический заряд; p — давление; T — температура; R — универсальная газовая постоянная.

Вообще говоря, для нахождения электрического потенциала необходимо решить уравнение Пуассона, дополненное соответствующими граничными условиями. Такие решения, как правило, удается найти лишь для простейших типов растворов и частиц правильной формы. Для реальных почвенных частиц это сделать трудно.

Чтобы исключить потенциал из уравнения (3), сложим уравнения для катионов и анионов. В итоге получим

$$\bar{x}_1 \bar{x}_2 = x_1 x_2. \quad (4)$$

Предположив, что в растворе пор выполняется условие электронейтральности, т. е. $x_1 = x_2 = x$, где x — молярная доля электролита в растворе, получим

$$\bar{x}_1 \bar{x}_2 = x^2. \quad (5)$$

Уравнение (5) должно быть дополнено условием электрической нейтральности почвенной частицы в целом:

$$(\bar{x}_1 - \bar{x}_2) N_{s-w} = e. \quad (6)$$

Здесь N_{s-w} — число молей жидкой фазы в составе почвенных частиц; e — обменная емкость почвы.

Для воды, предполагая ее сжимаемость малой, имеем

$$V_0 (\sigma_s - p) = RT (\bar{x}_1 + \bar{x}_2 - 2x). \quad (7)$$

Здесь σ_s — давление в материале почвенных частиц; p — давление воды в порах между частицами; V_0 — парциальный молярный объем воды.

Предположив, что молярная доля растворенного вещества мала, запишем (7) через молярные концентрации:

$$V_0 (\sigma_s - p) = RT (\bar{C}_1 + \bar{C}_2 - 2C), \quad (8)$$

где $C_i = x_i / (N_{s-w} V_0)$, $N_{s-w} = N_{s-w}^{(0)}$, $N_{s-w}^{(0)}$ — число молей воды в составе почвенных частиц. Таким образом, соотношение

$$V_0 N_{s-w} = V_{s-w} \quad (9)$$

дает просто объем воды, содержащейся в почвенных частицах (рис. 2).

Правую часть уравнения (8) определим как осмотическое давление в почвенных частицах:

$$\pi = RT (\bar{C}_1 + \bar{C}_2 - 2C). \quad (10)$$

Получающаяся система уравнений отлична от классической прежде всего из-за наличия в ней уравнения (6). Это снимает привычные возражения о неприменимости уравнений доннановского равновесия к описанию поведения почвенных систем в частности и коллоидных систем

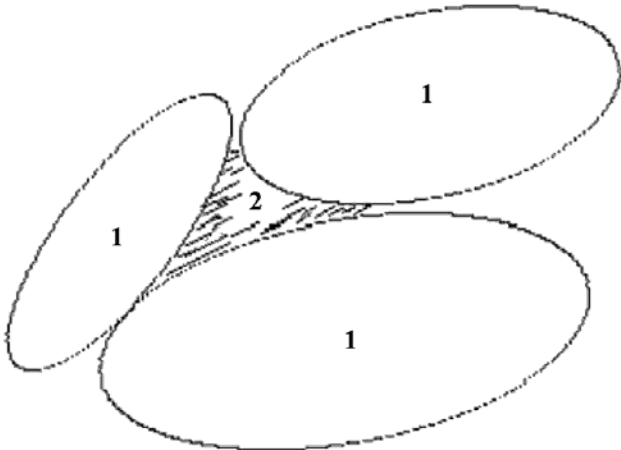


Рис. 2. Модель структуры почвенных частиц: 1 — частицы неглинистых минералов (кварца); 2 — частицы глинистых минералов и почвенной органики

в целом. Как уже было показано в [4], напротив, именно на основе уравнений доннановского равновесия для концентрации ионов в рыхлосвязанной воде глинистых частиц в сочетании с теорией устойчивости лиофобных коллоидов Дерягина—Ландау—Фервея—Овербека [2] удастся построить адекватную модель для равновесных значений межслоевых расстояний в зависимости от концентрации порового раствора. Система уравнений (1)—(10) описывает равновесие в системе *почвенная частица — поровый раствор* при наличии у почвенных частиц ионообменных свойств. Смысл введенного давления σ_s будет раскрыт в следующем разделе.

Из приведенной системы уравнений непосредственно следует, что попадание загрязнений в почву (прежде всего в виде растворов солей щелочных и щелочноземельных металлов) существенно снижает ее способность к набуханию за счет уменьшения осмотического давления почвы. Одновременно падает и водоудерживающая способность почвы, одна из важнейших характеристик агроэкологического состояния почв.

2. Уравнения гидрофизики почв

Рассмотрение основных уравнений переноса в почвах и грунтах начнем с уравнений баланса массы жидкой и твердой фаз почвы (грунта). Поскольку почва относится к тому же классу систем, что и глинистые породы (набухающие системы, в которых происходит массообмен между водой транспортных пор и водой в составе почвенных частиц), воспользуемся соответствующими уравнениями из [4], записав их для случая неполного насыщения транспортных пор жидкостью:

$$\begin{aligned} \frac{\partial (m_s \rho_f)}{\partial t} + \text{div} (\rho_f m_s \vec{v}_f) + j &= 0; \\ \frac{\partial (m_c \rho_f)}{\partial t} + \text{div} (\rho_f m_c \vec{v}_c) - j &= 0; \\ \frac{\partial [(1 - m - m_c) \rho_s]}{\partial t} + \text{div} [\rho_s (1 - m - m_c) \vec{v}_s] &= 0. \end{aligned} \quad (11)$$

Здесь первое уравнение есть уравнение баланса массы жидкости в свободных (транспортных) порах, второе — уравнение баланса массы жидкости в составе почвенных частиц (связанная вода), третье — уравнение баланса массы твердого скелета; ρ_f — плотность флюида (воды); ρ_s — плотность твердой фазы; \vec{v}_f — скорость флюида в транспортных порах; \vec{v}_c — скорость флюида в

составе почвенных частиц; \vec{v}_s — скорость твердой фазы; m — свободная (транспортная) пористость; m_c — доля связанной воды в объеме (внутриагрегатная пористость); j — обменный поток в системе *транспортные поры — вода в составе почвенных частиц*; s — водонасыщенность.

Физическая система уравнений (11) описывает ненасыщенную фильтрацию влаги в транспортных порах и влагообмен между транспортными порами и почвенными микрочастицами. Размер частиц за счет поглощения или выделения влаги может меняться, что в конечном итоге приводит либо к набуханию системы в целом, либо к ее усадке. Усадка в системе может также возникать за счет стягивающего действия капиллярных сил. Таким образом, система уравнений (11) является обобщением известных подходов по механике деформируемых насыщенных пористых сред на случай деформируемых ненасыщенных набухающих пористых сред.

Далее, положив ρ_f и ρ_s постоянными и сложив уравнения системы (11), получим соотношение

$$-\frac{\partial [m(1-s)]}{\partial t} + \operatorname{div} \vec{v}_s [1 - m(1-s)] + \operatorname{div} [ms(\vec{v}_f - \vec{v}_s)] - \operatorname{div} [m_c(\vec{v}_c - \vec{v}_s)] = 0,$$

которое после обозначений $\operatorname{div} \vec{v}_s = \dot{\theta}$, $ms \times \times (\vec{v}_f - \vec{v}_s) = \vec{q}$ и использования условия $\vec{v}_c = \vec{v}_s$ для почвенных частиц (т. е. вода в составе почвенных частиц может двигаться только вместе с почвенными частицами) приводит к уравнению

$$-\frac{\partial [m(1-s)]}{\partial t} + [1 - m(1-s)] \frac{\partial \theta}{\partial t} + \operatorname{div} \vec{q} = 0. \quad (12)$$

Здесь θ — общая усадка почвы; \vec{q} — скорость фильтрации. Физический смысл уравнения (12) очевиден. Усадка ненасыщенной пористой среды за вычетом изменения объема, находящегося в порах воздуха, так же, как в случае насыщенной пористой среды, происходит за счет вытеснения из транспортных пор жидкости. При этом воздух в порах почвы считается неподвижным, а давление в нем — атмосферным. Другими словами, фильтрационным сопротивлением движению воздуха в порах почвы можно пренебречь.

Рассмотрим теперь вопрос о механическом равновесии почвы или грунта. Запишем распределение приложенной к почве вертикальной нагрузки G и компенсирующих ее напряжений со стороны почвенных частиц и давления воды в порах. Тогда для механического равновесия почвы имеем уравнение

$$G = (1-m)\sigma_s + msp = (1-m)\sigma_s + msp \pm p = (1-m)(\sigma_s - p) + [1 - m(1-s)]p,$$

которое после обозначения $(1-m)(\sigma_s - p) = \sigma^f$ примет вид

$$G = \sigma^f + [1 - m(1-s)]p. \quad (13)$$

Здесь p — давление в жидкости; σ_s — напряжение (давление) в почвенных частицах; σ^f — эффективное напряжение. Физический смысл уравнения (13) также очевиден: эффективное напряжение дополняется до полного давлением воды за вычетом доли, заполненной воздухом, поскольку давление в нем полагается равным нулю (точка отсчета давления).

Перейдем теперь к вопросу об основных закономерностях передвижения влаги в почве или ненасыщенном грунте. Изложение основных закономерностей ненасыщенного движения воды в почве будем проводить в соответствии с классическим подходом, данным, например, в [5]. В соответствии с ним для скорости фильтрации жидкости в почве имеем

$$\vec{q} = -\frac{k}{\eta} f(s) \nabla (p + \rho_f g z).$$

Здесь k — абсолютная проницаемость; η — вязкость жидкости; $f(s)$ — так называемая относительная фазовая проницаемость; g — ускорение силы тяжести. Поскольку основными силами, действующими на воду в почве, являются сила тяжести и капиллярные силы, под p здесь надо понимать капиллярное давление.

Фазовая проницаемость является, как правило, функцией насыщенности. Типичная зависимость фазовой проницаемости от насыщенности дается формулой

$$f(s) = \frac{(s - s_0)^n}{(1 - s_0)^n}. \quad (14)$$

Здесь s_0 — так называемая остаточная насыщенность (насыщенность, при которой прекращается действие капиллярных сил на влагу в почве и движение влаги под действием капиллярных сил); n — эмпирический параметр, зависящий от типа почвы.

Зависимость капиллярного давления от насыщенности дается формулой

$$p(s) = -\frac{p_0 s_0}{s} \frac{1 - s^3}{1 - s_0^3}. \quad (15)$$

При $s = 1$ давление p становится равным нулю. Типичное значение p_0 составляет 10^4 Па. Давление $-p_0$ физически соответствует насыщенности s_0 , так что давление в рассматриваемой задаче может изменяться в пределах $-p_0 \leq p \leq \infty$, а $s_0 \leq s \leq 1$.

Подход, изложенный выше, является общим для ненасыщенной и двухфазной фильтрации [6]. Формулы (14) и (15) носят название формул Аверьянова.

Рассмотрим теперь приложения полученных уравнений к задаче о неблагоприятном механическом воздействии на почву. Будем стремиться к максимально упрощенному анализу этих уравнений, поскольку основной целью работы являются физические следствия разработанных моделей. Процесс механического воздействия на почву будем рассматривать при фиксированной влажности, что отвечает реальным ситуациям при механической обработке почвы. Влажность почвы регулируется обменом с воздухом атмосферы. Будем считать, что процессы, протекающие быстрее, чем указанный обмен (например перераспределение влаги при деформациях почвы за счет перетоков), успевают завершиться и не оказывают влияния на содержание влаги в почве. Таким образом, отправным пунктом для анализа является утверждение $s = \text{const}$, $\vec{q} = 0$. Тогда из уравнения (12) немедленно получаем

$$-\frac{\partial [m(1-s)]}{\partial t} + [1 - m(1-s)] \frac{\partial \theta}{\partial t} = 0.$$

Решением данного уравнения является соотношение

$$[1 - m(1-s)] = [1 - m_0(1-s)] \exp(-\theta), \quad (16)$$

где индексом 0 отмечены начальные значения соответствующих величин. Существенно, что в уравнении (16) s всегда строго меньше единицы, иначе нельзя реализовать условие $\vec{q} = 0$.

Рассмотрим два следствия уравнения (16). Во-первых, выразим пористость m через остальные параметры и переменные процесса:

$$m = \frac{1 - [1 - m_0(1-s)] \exp(-\theta)}{1-s}. \quad (17)$$

Из (17) следует, что при фиксированной влажности и отрицательных (истинных) усадках почвы, вызванных механической нагрузкой на почву, пористость m уменьшается, что физически достаточно очевидно. Плотность же почвы ρ_s , задаваемая соотношением

$$\rho_s = (1-m)\rho_0, \quad \rho_0 = \text{const}, \quad (18)$$

наоборот, увеличивается. Здесь ρ_0 есть плотность собственно твердой почвенной матрицы.

Выразим в соотношении (18) плотность почвы через усадку:

$$\rho_s = \left\{ 1 - \frac{1 - [1 - m_0(1-s)] \exp(-\theta)}{1-s} \right\} \rho_0. \quad (19)$$

Считая, что вся механическая нагрузка приходится только на "скелет", т. е. пренебрегая капиллярными силами в уравнении (13) и заменяя усадку в уравнении (19) на соответствующее выражение усадки через нагрузку, получаем

$$\rho_s = \left\{ 1 - \frac{1 - [1 - m_0(1-s)] \exp(G/E)}{1-s} \right\} \rho_0. \quad (20)$$

Здесь E — модуль Юнга для материала почвенной матрицы.

Полученное соотношение позволяет выразить изменение плотности почвы через изменение нагрузки на почву. Данные о взаимосвязи этих двух параметров можно, например, найти в [7, с. 199]. Более подробную информацию по этому вопросу можно получить из [8, с. 12] (см. таблицу).

На рис. 3 приведено сравнение расчетных данных в соответствии с уравнением (20) и данных из работы [8, с. 12]. Как видно, имеется хорошее согласие расчетных и экспериментальных данных.

Зададимся вопросом, как изменится общее содержание влаги в почве при увеличении нагрузки на нее. Ответ следует из формулы (17). Очевидно, что величина $\omega = ms$, характеризующая общее содержание влаги (точнее, так называемой доступной влаги) в почве, есть

$$\omega = s \frac{1 - [1 - m_0(1-s)] \exp(G/E)}{1-s}.$$

Зависимость между нагрузкой на почву и плотностью почвы из [8]

Ширина шины трактора МТЗ, мм	Удельное давление, кгс/см ³	Плотность почвы, г/см ³
10—42	4,5—3,0	1,43—1,36
12—38	4,5—2,3	1,40—1,28
15—30	2,8—1,0	1,30—1,15
150—600	2,1—0,4	1,20—1,10

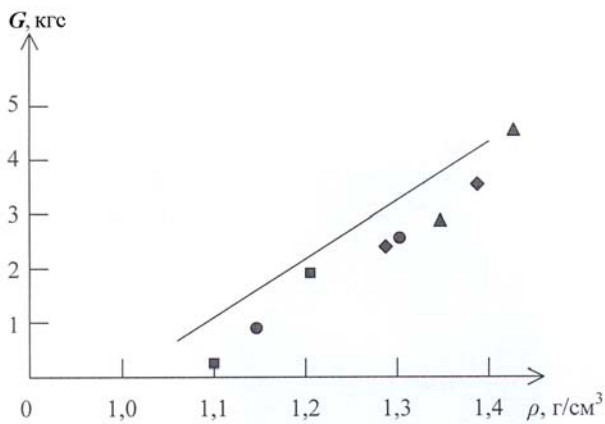


Рис. 3. Зависимость плотности почв от удельного давления: — — результат расчетов по модели; ■ — опытные данные, ширина шин 150–600 мм; ● — опытные данные, ширина шин 15–30 мм; ◆ — опытные данные, ширина шин 12–38 мм; ▲ — опытные данные, ширина шин 10–42 мм

Таким образом, можно сделать следующий вывод: при увеличении механической нагрузки на почву, вызванной, например, уплотнением почвы при ее механической обработке, происходит уменьшение содержания доступной влаги в почве. Поскольку такие явления неблагоприятно сказываются на основной функции почвы — быть подходящей средой для обеспечения жизнедеятельности растительности, подобного рода механическое воздействие на почву можно классифицировать как механическое загрязнение почвы.

3. Атмосферная функция почв

Известно, что почвы участвуют в важнейшем для атмосферной динамики процессе теплообмена между земной поверхностью и атмосферой, принимая солнечную радиацию в дневное время и отдавая ее ночью. Кроме того, для агрономии, гидротехнических расчетов и суммарных оценок теплового (радиационного) баланса суши нужно знать величину испарения с поверхности почвы. Эти и другие подобные процессы формируют атмосферную функцию почв.

Необходимо отметить, что поведение влаги в порах почвы достаточно сложно. Если испарение регулируется плотностью пара над мениском капиллярной воды и у выхода из почвенного ка-

пилляра, то в соответствии с [9] имеем для скорости испарения

$$J_e^{(c)} = \frac{\pi r^2 D}{L} (\rho_1^{(w)} - \rho_2^{(w)}). \quad (21)$$

Здесь $J_e^{(c)}$ есть поток испаряющейся влаги из капилляра; r — радиус капилляра; L — длина капилляра; D — коэффициент диффузии; $\rho_1^{(w)}$, $\rho_2^{(w)}$ — плотность пара над мениском капиллярной воды и у выхода из почвенного капилляра соответственно.

Однако в соответствии с данными опыта истинное испарение влаги с почвы в несколько (4–5) раз больше, чем это предсказывается по формуле (21). Очевидно, в общий поток влаги из почвы необходимо включать поток влаги, которая входит в состав твердой фазы, т. е. осмотической влаги почвы.

Условие капиллярной и осмотической влаги запишем в виде

$$\pi(m, \theta) = p_c,$$

где капиллярное давление влаги определяется по формуле Аверьянова:

$$p_c = \frac{p_0 s_0}{s} \frac{1 - s^3}{1 - s_0^3}, \quad s \geq s_0.$$

Используя результаты из разд. 1, можно легко показать, что для незагрязненной почвенной влаги имеем

$$\pi(m, \theta) = \frac{RTe}{(1 - m)V_0 - V_s}.$$

Здесь $V_0 = V_0^{(0)} \exp(\theta)$ есть элемент объема почвы; V_s — объем твердых минеральных частиц почвы. Из полученных соотношений следует, что

$$m = 1 - \alpha - \beta s, \quad \alpha = \frac{V_s}{V_0}, \quad \beta = \frac{RTe(1 - s_0^3)}{p_0 s_0 V_0}.$$

Поскольку соотношение для теплоемкости почвы имеет вид

$$c_0 = (1 - m)c_V^{(s)} + msc_V^{(w)},$$

где $c_V^{(s)}$ есть теплоемкость твердой фазы, включая связанную (осмотическую) влагу, а $c_V^{(w)}$ — теплоемкость влаги в порах, то коэффициент теплоусвоения $M = C\sqrt{\rho_0 c_0 \lambda_0}$ ($C = \text{const}$; λ_0 — коэффициент теплопроводности) [9] будет, таким образом, нелинейной функцией водонасыщенности, причем вид его существенно различается для разных типов почв. Известно, что этот

коэффициент характеризует в том числе запаздывание максимума температуры почвы по отношению к максимуму инсоляции. Кроме того, амплитуда температурных колебаний поверхности почвы растет с уменьшением этого коэффициента.

Авторами получены формулы, позволяющие предсказать значения коэффициента теплоусвоения для различных условий, включая такие процессы, как разрушение структуры почв, изменение гидрологического режима почв, изменение климатических характеристик района и т. д. Таким образом, можно разработать модели взаимовлияния параметров микроклимата и характеристик данного типа почв.

Заключение

В настоящей работе авторы предприняли попытку с единых позиций дать описание некоторых экологических функций почв, экологических не в узкоутилитарном смысле, в котором в последнее время понимают *экологию* как науку о загрязнении окружающей среды и его прогнозах, а в более широком, первоначальном смысле — науки о взаимосвязях природных систем между собой. В этом смысле почвы имеют гидрофизическую, литосферную, биологическую и атмосферную функции [7].

Рассмотрены аспекты двух важнейших функций — гидрофизической и атмосферной и их связи друг с другом. В качестве основы для такого рассмотрения выбрана математическая модель физико-механических и физико-химических свойств почвы как набухающей системы в условиях неполного влагонасыщения. Это позволило получить соотношения для таких важнейших характеристик почвы, как пористость, усадка (набухание), деформируемость под нагрузкой, количество связанной в почве влаги в зависимости от гидрофизических параметров, главным образом от влажности.

Данный подход оказался продуктивным и для описания некоторых параметров атмосферной функции почвы, в частности, ее участия в обмене атмосферной влагой в форме пара и теплом (радиационном) обмене в системе *атмо-*

сфера — почва. Появилась возможность делать прогноз изменения теплообменных свойств почв в зависимости от их влажности, содержания в них набухающих фаз (глинистых минералов, гумуса), деградации при их интенсивном использовании в сельском хозяйстве и др. Такой подход открывает новые перспективы для количественной оценки взаимодействия различных функций почв и прогнозирования глобальных последствий человеческой активности на поверхности Земли.

Работа выполнена при поддержке МНТЦ (гранты 2364, 3225).

Список литературы

1. *Гельферих Ф.* Иониты. Основы ионного обмена. М.: Изд-во ин. лит., 1962.
2. *Дерягин В. В., Чураев Н. В., Муллер В. М.* Поверхностные силы. М.: Наука, 1987.
3. *Гуггенгейм Э. М.* Современная термодинамика, изложенная по методу У. Гиббса. М.—Л.: Госхимиздат, 1941.
4. *Храменков М. Г.* Элементы физико-химической механики природных пористых сред. Казань: Изд-во Казан. матем. общества, 2003.
5. *Полубаринова-Кочина П. Я.* Теория движения грунтовых вод. М.: Наука, 1977.
6. *Баренблатт Г. И., Ентов В. М., Рыжик В. М.* Движение жидкостей и газов в природных пластах. М.: Недра, 1984.
7. *Добровольский Г. В., Никитин Е. Д.* Функции почв в биосфере и экосистемах (экологическое значение почв). М.: Недра, 1990.
8. *Манучаров А. С., Абрукова В. В., Черноморенко Н. И.* Методы и основы реологии в почвоведении. М.: Изд-во МГУ, 1990.
9. *Хргиан А. Х.* Физика атмосферы. Л.: Гидрометеиздат, 1969.

Статья поступила в редакцию 14.04.06.