

В заключение следует подчеркнуть, что отрицательный знак в формуле (1) должен приводить к самофокусировке конечного пучка капиллярных волн (в этом смысле поверхность воды эквивалентна оптической среде, в которой амплитудная поправка [4] к диэлектрической проницаемости  $\Delta\epsilon > 0$ ). Однако экспериментально для бегущих волн наблюдается распад исходного пучка, характерный для дефокусирующей среды с  $\Delta\epsilon < 0$ . Этот эффект, не учитываемый в работах [1-3], как отмечалось выше, связан с возникновением интенсивного потока жидкости в направлении распространения поверхностной волны.

Авторы признательны Л. К. Зарембо и В. А. Красильникову за полезную дискуссию.

Поступила 12 VIII 1970

#### ЛИТЕРАТУРА

1. G r a p p e r G. An exact solution for progressive capillary waves of arbitrary amplitude. J. Fluid Mech., 1957, vol. 2, No. 6.
2. V a r a k a t R., H o u s t o n A. Nonlinear periodic capillary-gravity waves on a fluid of finite depth. J. Geophys. Res., 1968, vol. 73, No. 20.
3. З а х а р о в В. Е. Устойчивость периодических волн конечной амплитуды на поверхность глубокой жидкости. ПМТФ, 1968, № 2.
4. А х м а н о в С. А., С у х о р у к о в А. П., Х о х л о в Р. В. Самофокусировка и дифракция света в нелинейной среде. Усп. физ. н., 1967, т. 93, вып. 1, стр. 19.
5. H a r r i s o n W. J. The influence of viscosity and capillarity on waves of finite amplitude. Proc. London Math. Soc., 1909, vol. 7, p. 107.
6. Г о р ш к о в А. С., М а р ч е н к о В. Ф., Ц е л ы к о в с к и й А. Ф. Параметрическая генерация волн на поверхности жидкости. Ж. техн. физ., 1970, т. 40, вып. 6.
7. E i s e n m e n g e r W. Dynamic properties of the surface tension of water and aqueous solution of surface active agents with standing capillary waves in the frequency range from 10 kc/s to 1.5 mc/s. Acustica, 1959, vol. 9, No. 4.

#### ПРИБЛИЖЕННЫЙ РАСЧЕТ ИСПАРЕНИЯ ВОДЫ ИЗ ПОЧВЫ С ПРОСОХШИМ СЛОЕМ

*Ж.-Д. Дандарон*

(Новосибирск)

Исследуется образование и движение паров воды в слое сухой почвы на поверхности естественного грунта. Процессы десорбции и сорбции, происходящие при изменении температуры внутри слоя сухой почвы, рассматриваются как источники паров (положительные или отрицательные).

Решается уравнение диффузии с учетом источников паров, действующих внутри слоя сухой почвы, и объясняется временной (суточный) ход испарения воды из почвы с просохшим слоем. Заметим, что испарение воды из почвы рассматривалось, например, в работах [1, 2], однако при этом образование и поглощение паров внутри слоя сухой почвы не учитывалось.

В сухой почве возможен только диффузный механизм передвижения парообразной влаги [3]. Образование и движение паров в слое сухой почвы в процессе испарения воды должно описываться уравнением

$$\frac{\partial q}{\partial t} = D \frac{\partial^2 q}{\partial z^2} + g(z, t) \quad (0 \leq t \leq T, \quad 0 \leq z \leq h) \quad (1)$$

при граничных условиях

$$q_{z=0} = q^0, \quad q_{z=h} = q_*(h, t) \quad (2)$$

Здесь  $q$  — плотность (параметр состояния) паров в порах почвы;  $t$  — время;  $z$  — координата, измеряемая от поверхности почвы (вертикально вниз);  $D$  — эффективный

коэффициент диффузии паров в почве, определяемый по формуле Г. Пенмана [4];  $g(z, t)$  — удельная мощность внутренних источников паров;  $T$  — суточный период;  $h$  — толщина просохшего слоя почвы;  $q_0$  — плотность паров в приземном воздухе и  $q_*(h, t)$  — плотность насыщающих паров, определяемая по температуре почвы на уровне  $z = h$ .

Справедливость условия (2) подтверждается опытами: при наличии на поверхности почвы просохшего слоя даже небольшой толщины, плотность паров на границе почва — воздух оказывается [5] примерно такой же, как и в приземном воздухе. Под просохшим слоем расположена влажная почва, в порах которой, как это принято [6] считать, находятся насыщенные пары, поэтому из условия непрерывности поля плотности паров на уровне нижнего края слоя сухой почвы следует второе граничное условие (2). Ниже рассматривается испарение в предположении установившейся диффузии, поэтому начальное условие задачи не формулируется.

Будем предполагать, что процессы десорбции и сорбции выравнивают градиент парциальной плотности паров, т. е. устанавливается распределение плотности паров  $q^\circ$  по закону

$$q^\circ(z, t) = \frac{q_*(h, t) - q_0}{h} z + q_0 \quad (3)$$

Наблюдения позволяют считать, что фактическое распределение паров по профилю слоя сухой почвы оказывается в любой момент времени мало отличающимся от распределения (3).

Зависимость плотности паров в порах почвы от количества сорбированной почвой влаги обычно определяется эмпирическими формулами [7, 8]. В диапазоне плотности паров, возможном в порах почвы в полевых условиях, связь между удельной сорбированной влагой  $a(z, t)$ , выраженной в граммах на грамм сухой почвы, и плотностью равновесных с ней паров  $q^\circ(z, t)$  может быть представлена в первом приближении в виде

$$a(z, t) = a_0 + C_1 q^\circ(z, t) \psi(z, t) \quad (4)$$

Здесь  $a_0$  и  $C_1$  — постоянные, зависящие от сорбционной способности почвы;  $\psi(z, t)$  — множитель, аппроксимируемый в виде

$$\psi(z, t) = 1 - \alpha_1 \vartheta + \alpha_2 \vartheta^2 \quad (5)$$

Здесь  $\alpha_1$  и  $\alpha_2$  — коэффициенты (постоянные),  $\vartheta$  — температура, зависящая от  $z$  и  $t$ . Можно пренебречь небольшим дефицитом, при котором протекают процессы сорбции и десорбции, и считать, что в любой момент времени сорбированная влага находится в динамическом равновесии с парами, распределенными согласно (3). При изменении температуры в слое сухой почвы происходит образование или поглощение паров, приводящее к изменению содержания в почве сорбированной влаги, и поэтому посредством (4) можно аналитически представить удельную мощность внутренних источников. Масса паров, образующихся (или поглощающихся) в единице объема сухой почвы в единицу времени, должна равняться изменению объемной влажности почвы ( $m$  г/см<sup>3</sup>) в единицу времени, т. е.

$$g(z, t) = -\partial m / \partial t = -\rho \partial a / \partial t \quad (6)$$

Здесь,  $\rho$  — плотность почвы,  $a$  — удельная сорбированная влага, определяемая по формуле (4) в предположении, что равновесные пары распределены согласно (3).

Если ввести новую переменную  $u = q - q^\circ$ , то уравнение (1) с условиями (2) в предположении (6) приведет к уравнению с нулевыми граничными условиями вида

$$\frac{\partial u}{\partial t} = D \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} - f(z, t) \quad (7)$$

Здесь

$$f(z, t) = (C\psi + 1) \frac{\partial q^\circ}{\partial t} + C q^\circ \frac{\partial \psi}{\partial t}, \quad C = \rho C_1 \quad (8)$$

Удельная мощность внутренних источников, как это видно из (4) — (6), зависит от изменения температуры почвы. Дж. Карсон [9] считает, что регулярный суточный ход температуры на поверхности почвы, соответствующий чередованию дня и ночи, достаточно хорошо аппроксимируется двумя первыми гармониками ряда Фурье. Но можно пренебречь относительно небольшим понижением температуры почвы во второй половине ночи и считать, что температура меняется по закону синуса от момента вос-

хода солнца до полуночи, а далее она не меняется до завершения суточного цикла. Предложенный способ аппроксимации суточного хода температуры на поверхности почвы, значительно упрощающий решение рассматриваемой задачи, практически оправдан на больших и средних широтах в летние месяцы. Если температура на поверхности почвы меняется по закону синуса, то в почве, как известно [10], распространяется затухающая температурная волна, которую можно представить при помощи полумэмпирической формулы вида

$$\vartheta(z, t) = \vartheta_0 + (\langle \vartheta \rangle - \vartheta_0) e^{-jz} + A e^{-kz} \sin(\omega t - kz - \varphi_0) \quad (9)$$

Здесь  $\vartheta_0$  — температура на глубине, куда не проникает температурная волна суточного периода,  $\langle \vartheta \rangle$  — средняя температура на поверхности почвы,  $A$  — амплитуда изменения температуры на поверхности почвы, и  $\omega = 2\pi/T$  — частота,  $j$  и  $k$  — коэффициенты (постоянные),  $\varphi_0$  — фаза, зависящая от выбора момента начала отсчета времени.

Для плотности насыщающих паров при решении задачи принимается выражение

$$q_*(z, t) = \beta_0 [1 + \beta_1 \vartheta(z, t) + \beta_2 \vartheta^2(z, t)] \quad (10)$$

Здесь  $\beta_0$ ,  $\beta_1$  и  $\beta_2$  — коэффициенты. В диапазоне температур, возможном на уровне  $z = h$  в полевых условиях, будет обеспечена формулой (10) точность, достаточная для приложений, если предположить

$$\beta_0 = 5.75 \cdot 10^{-6} \text{ г/см}^3, \beta_1 = 0.0104, \text{ град}^{-1}, \beta_2 = 6.0045 \text{ град}^{-2}$$

Из формул (9) и (10) получается

$$q_*(h, t) = \langle q_h \rangle + Q_1 \sin(\omega t - kh) + Q_2 \sin^2(\omega t - kh) \quad (11)$$

Здесь  $\langle q_h \rangle$ ,  $Q_1$  и  $Q_2$  — коэффициенты, не зависящие от времени.

Функция (8) в предположении (3) с учетом (4), (9) и (10) приводится к виду

$$\begin{aligned} f(z, t) = & (N_0 + N_1 e^{-jz} + N_2 e^{-2jz} + N_3 e^{-2kz}) \frac{z}{h} \frac{\partial q_*(h, t)}{\partial t} + \\ & + \frac{e^{-kz}}{h} (N_4 + N_5 e^{-jz}) \left\{ \frac{\partial q_*(h, t)}{\partial t} z \sin(\omega t - kh) + [(q_* - q_0) z + q_0 h] \omega \cos(\omega t - kh) \right\} + \\ & + \frac{N_3}{h} e^{-2kz} \left\{ 2\omega [(q_* - q_0) z + q_0 h] \sin 2(\omega t - kh) - \frac{\partial q_*(h, t)}{\partial t} z \cos 2(\omega t - kh) \right\} \quad (12) \end{aligned}$$

Здесь  $N_i$  — коэффициенты, не зависящие от переменных. Если постоянные формулы (4) определены и по данным наблюдений аппроксимирован ход температуры в виде (9), то коэффициенты  $N_i$  будут известными постоянными.

Если функцию (12) разложить в ряд Фурье по синусам в промежутке  $(0, h)$ , то уравнение (7) приведет к виду

$$\frac{\partial u}{\partial t} = D \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} - \sum_{n=1}^{\infty} f_n(t) \sin \frac{n\pi z}{h} \quad (13)$$

Коэффициенты ряда Фурье  $f_n(t)$ , на который разлагается функция (12), в предположении (11) представляют собой тригонометрические полиномы четвертого порядка ( $\mu = 1-4$ ), у которых от  $n$  зависят лишь коэффициенты. Если решение уравнения (13) искать в виде

$$u = \sum_{n=1}^{\infty} \Phi_n(t) \sin \frac{n\pi z}{h}$$

то нулевые граничные условия удовлетворяются сами собой и в случае рассматриваемой задачи в функции  $\Phi_n(t)$  появляется безразмерный комплекс вида

$$\gamma = 1/2 n^2 \pi D T / \mu h^2 \quad (14)$$

Значения  $\gamma$  в интервале значений  $h$ , имеющем практический интерес, много больше единицы. Действительно, по данным опытов [10] коэффициент  $D$  является величиной порядка  $0.1 \text{ см}^2/\text{сек}$ . В тригонометрическом полиноме, которым определяется  $f_n(t)$ , практически существенными будут члены, у которых  $\mu = 1$  и  $2$ . Если положить  $\mu = 2$ ,  $n = 1$  и  $T = 72\,000 \text{ сек}$ , что соответствует принятому в данной работе способу аппроксимации суточного хода температуры почвы, то безразмерный комплекс (14) будет более 100 при  $h$  до  $10 \text{ см}$ . Образование и поглощение паров, вызванное изменением температурной волны суточного периода, на глубине более  $10 \text{ см}$  будет незначительным. На ход испарения в основном влияют процессы десорбции и сорбции, происходящие в поверхностном слое почвы, в пределах которого справедливо неравенство  $\gamma \gg 1$ . Если учесть, что  $\gamma \gg 1$  и сделать соответствующие упрощения, то решение уравнения (1) в режиме установившейся диффузии получится окончательно в виде

$$q(z, t) = q_0 + \frac{q_*(h, t) - q_0}{h} z - \frac{h^2}{\pi^2 D} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{1}{h^2} f_n(t) \sin \frac{n\pi z}{h} \quad (15)$$

Необходимо заметить, что первое условие (2) и, следовательно, формула (15) справедливы в случае, когда на поверхности почвы имеется просохший слой, толщина которого не очень мала.

Очевидно, испарение с единицы площади поверхности почвы в единицу времени должно численно равняться плотности диффузионного потока паров через поверхность почвы  $E(0, t)$ . Из формулы (15) следует:

$$E(0, t) = \left| -D \frac{\partial q}{\partial z} \right|_{z=0} = D \frac{q_*(h, t) - q_0}{h} - \frac{h}{\pi} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{f_n(t)}{n} \quad (16)$$

Согласно формуле (16) испарение воды из почвы без растительного покрова нужно толковать как наложение (суперпозицию) потоков паров, образующихся под просохшим слоем почвы (первый член формулы), и паров, образующихся (или поглощающихся) при изменении температуры внутри слоя сухой почвы (второй член формулы). В стадии нагревания почвы к потоку паров, диффузно проходящему через просохший слой из глубины почвы, прибавляются пары, образующиеся вследствие десорбции внутри слоя сухой почвы. В стадии понижения температуры в слое сухой почвы происходит поглощение паров из потока, идущего из зоны влажной почвы. При наличии на поверхности почвы растительного покрова к потоку паров, определяемому по формуле (16), прибавляются пары, образующиеся вследствие транспирации.

Второй член формулы (16) учитывает влияние процессов десорбции и сорбции, происходящих внутри сухой почвы, на ход испарения. Как было сказано выше,  $f_n(t)$  представляет собой тригонометрический полином, у которого лишь коэффициенты зависят от  $n$ , а поэтому второй член формулы (16) оказывается также тригонометрическим полиномом, в коэффициенты которого входят безразмерные множители, определяемые рядами

$$S_0(k) = \sum_{n=1}^{\infty} \frac{B_{0n}(k)}{n}, \quad S_i(j, k) = \sum_{n=1}^{\infty} \frac{B_{in}(j, k)}{n}, \quad M_i(j, k) = \sum_{n=1}^{\infty} (-1)^n \frac{B_{in}(j, k)}{n} \quad (17)$$

( $i=1, 2, 3, 4$ )

$$B_{0n}(k) = \frac{2\pi n [2kh - (-1)^n e^{-kh} (2kh + k^2 h^2 + n^2 \pi^2)]}{(k^2 h^2 + \pi^2 n^2)^2}$$

$$B_{1n}(j, k) = \frac{(j+k)h}{(j+k)^2 h^2 + (kh + \pi n)^2} - \frac{(j+k)h}{(j+k)^2 h^2 + (\pi n - kh)^2} \quad (18)$$

$$B_{2n}(j, k) = \frac{(j+k)^2 h^2 - (\pi n + kh)^2}{[(j+k)^2 h^2 + (\pi n + kh)^2]^2} - \frac{(j+k)^2 h^2 - (\pi n - kh)^2}{[(j+k)^2 h^2 + (\pi n - kh)^2]^2}$$

$$B_{3n}(j, k) = \frac{\pi n + kh}{(j+k)^2 h^2 + (\pi n + kh)^2} + \frac{\pi n - kh}{(j+k)^2 h^2 + (\pi n - kh)^2}$$

$$B_{4n}(j, k) = \frac{2(j+k)h(\pi n + kh)}{[(j+k)^2 h^2 + (\pi n + kh)^2]^2} + \frac{2(j+k)h(\pi n - kh)}{[(j+k)^2 h^2 + (\pi n - kh)^2]^2}$$

Безразмерные множители (коэффициенты  $S_i$  и  $M_i$ ), зависящие лишь от безразмерного параметра  $kh$  (и  $jh$ ), могут быть найдены заранее при помощи формул (18) и (19). На фиг. 1 и фиг. 2 в виде графиков представлены коэффициенты  $S_i$  и  $M_i$  в зависимости

от  $kh$ , вычисленные на ЦВМ (с точностью до  $n = 50$ ) при  $j/k = 0$  (фиг. 1) и  $j/k = 1,2$  (фиг. 2). Программа расчета составлена и вычисления проведены Г. А. Герасимовой. Когда безразмерные коэффициенты ( $S_i$  и  $M_i$ ) вычислены, то второй член формулы (16) не содержит ряды и будет представлен через элементарные функции.

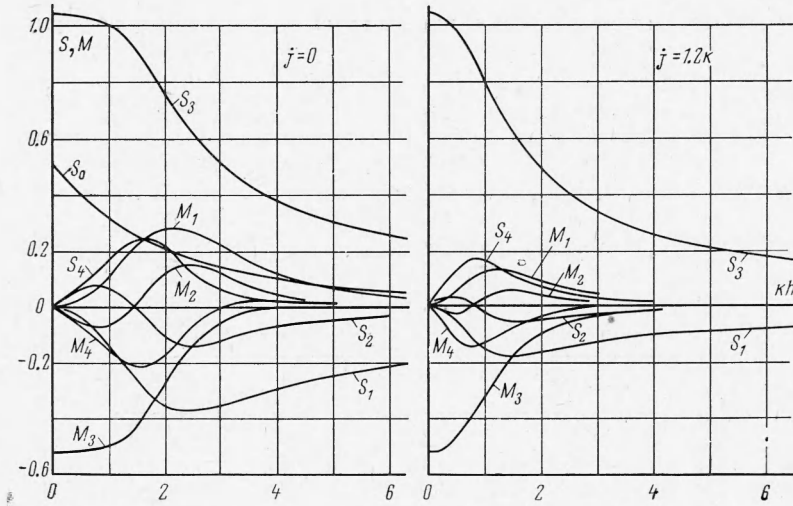
Коэффициенты тригонометрического полинома, которым представляется второй член формулы (16), были рассчитаны на ЦВМ по отдельности в широком диапазоне изменений  $kh$  и при значениях остальных параметров, практически возможных в полевых условиях. Результаты этих расчетов показывают, что можно пренебречь некоторыми гармоническими функциями, у которых амплитудные значения относительно малы, и тогда получается

$$\begin{aligned} \frac{T}{2\pi} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{f_n(t)}{n} \approx \{ \langle q_k \rangle + 1/4 Q_2 \} (P_1 + P_2) - q_0 P_2 + 1/2 Q_1 N_3 e^{-kh} [M_1(0, 2k) + M_3(0, 2k)] \times \\ \times e^{-kh} \sin(\omega t - kh) + \{ Q_1 \eta - [ \langle q_h \rangle + 3/4 Q_2 \} (P_3 + P_4) - q_0 P_4 \} e^{-kh} + \\ + 1/2 Q_1 N_3 [M_3(0, 2k) + M_4(0, 2k)] e^{-2kh} \cos(\omega t - kh) - (Q' G_2 + q_0 G_1) \sin \omega t + \\ + (Q' G_4 + q_0 G_3) \cos \omega t + Q_1 [G_4 \sin(2\omega t - kh) + G_2 \cos(2\omega t - kh)] + \\ + \{ Q_2 \eta - Q_1 [P_3 + P_4] e^{-kh} - 2N_3 [Q' M_4(0, 2k) + \langle q_h \rangle - 1/2 Q_2] M_3(0, 2k) \} e^{-2kh} \times \\ \times \sin 2(\omega t - kh) + 2N_3 [q_0 S_3(0, 2k) + Q' S_4(0, 2k)] \sin 2\omega t + \\ + 2N_3 [q_0 S_1(0, 2k) + Q' S_2(0, 2k)] \cos 2\omega t \end{aligned} \quad (19)$$

Здесь

$$\begin{aligned} \eta = -\frac{2N_0}{\pi} \sum_{n=1}^{\infty} (-1)^n \frac{1}{n^2} + N_1 S_0(j) + N_2 S_0'(2j) + N_3 S_0(2k) \\ Q' = \langle q_h \rangle + 1/2 Q_2 - q_0, \quad G_i = N_4 S_i(0, k) + N_5 e^{-jh} S_i(j, k) \\ P_i = N_4 M_i(0, k) + N_5 e^{-jh} M_i(j, k) \quad (i=1, 2, 3, 4) \end{aligned}$$

В скобках у коэффициентов  $S_i$  и  $M_i$  записаны значения  $j$  и  $k$ , при которых должны быть определены  $S_i$  и  $M_i$  из фиг. 1 и фиг. 2. Например,  $S(0, 2k)$  — коэффициент, который определяется из фиг. 1 при значении аргумента  $2kh$ .



Фиг. 1

Фиг. 2

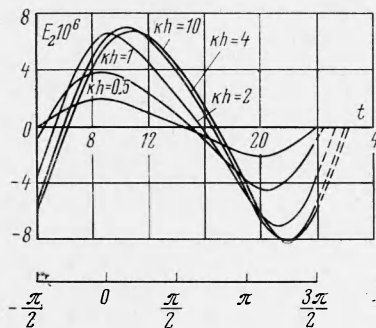
Из формул (16) и (19) следует, что испарение из почвы с просохшим слоем зависит от сорбционных и термических свойств почвы, от влажности приземного воздуха и главным образом от хода температуры и толщины слоя сухой почвы.

Влияние процессов десорбции и сорбции на ход испарения в зависимости от толщины слоя сухой почвы иллюстрируется на фиг. 3, где представлен в виде графика второй член формулы (16), т. е. поток паров, образующихся при изменении времени  $t$

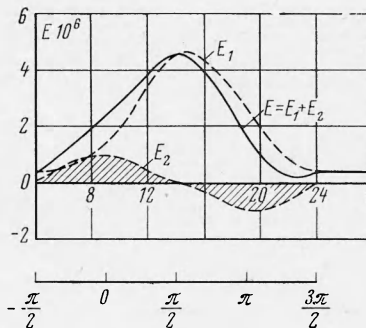
$г \cdot см^{-2} \cdot сек^{-1}$ , при различных значениях параметра  $kh$ ; по оси  $t$  отложено время (в час), измеренное от момента минимума хода температуры на поверхности почвы. Кривые на фиг. 3 построены по результатам расчета, выполненного на ЦВМ в предположении  $T = 72\ 000\ сек$ ,  $\langle \dot{\vartheta} \rangle = 28^\circ C$ ,  $\dot{\vartheta}_0 = 20^\circ C$ ,  $A = 12^\circ C$ ,  $\rho = 1.4\ г/см^3$ ,  $q_0 = 10 \cdot 10^{-6}\ г/см^3$ ,  $C_1 = 4.85 \cdot 10^3\ см^3/г$ ,  $\alpha_1 = 4.3 \cdot 10^{-2}\ град^{-1}$ ,  $\alpha_2 = 4.7 \cdot 10^{-4}\ град^{-2}$

Коэффициенты ( $C_1$ ,  $\alpha_1$  и  $\alpha_2$ ) формул (4) и (5), принятые при расчете, были найдены из графика семейства изотерм сорбции суглинистой почвы, построенных по данным полевых опытов. График второго члена формулы (16), как видно, представляет собой кривую, которая по форме похожа на синусоиду, смещающуюся по фазе в зависимости от параметра  $kh$ . Синусоидальная форма кривой обусловлена тем, что при регулярном изменении температуры в слое сухой почвы в результате процессов десорбции и сорбции происходит периодическое изменение распределения сорбированной влаги, проявляющееся в течение суток в виде влагооборота. Из фиг. 3 видно, что по мере увеличения толщины слоя сухой почвы (параметра  $kh$ ) амплитудное значение кривой, которое характеризует влияние влагооборота на ход испарения, возрастает в начале почти пропорционально толщине  $h$  и при больших значениях последней стремится к постоянному пределу. Закономерность, по которой меняется мера влияния влагооборота на ход испарения в зависимости от  $h$ , легко объясняется ослаблением процессов десорбции и сорбции в глубине почвы. Суточное изменение температуры приводит к образованию и поглощению паров в основном в поверхностном слое почвы. В силу этого количество влаги, которое участвует во влагообороте и влияет на ход испарения, при увеличении толщины просохшего слоя до значительной величины перестает зависеть от  $h$ .

Второй член формулы (16) при достаточно малых  $h$  будет значительно меньше первого. Следовательно, при небольшой толщине просохшего слоя согласно формуле (16) ход испарения определяется в основном диффузионным потоком через просохший слой паров, образующихся в глубине почвы (в зоне испарения).



Фиг. 3



Фиг. 4

На фиг. 4 представлен в виде графика ход испарения, рассчитанный по формуле (16) при  $h = 1.25\ см$  ( $kh = 0.25$ ),  $j/k = 1.2$  и значениях остальных параметров, приведенных выше. Фаррелл и др. [12] считают, что вследствие частичного проникновения в почву атмосферной турбулентности увеличивается перенос паров в почве. В случае примера, представленного на фиг. 4, влияние турбулентности атмосферы на ход испарения учтено путем введения безразмерного множителя  $f' = 1.4$  в формулу эффективного коэффициента диффузии паров в почве. Заштрихованные площади на фиг. 4 характеризуют количество влаги, участвующей во влагообороте внутри слоя сухой почвы при периодическом (суточном) изменении температуры почвы. На фиг. 4 также приведены компоненты испарения: кривая  $E_1$ , определяемая первым членом формулы (16), показывает долю испарения, обусловленную диффузией через просохший слой паров, которые образуются в зоне влажной почвы; кривая  $E_2$ , определяемая вторым членом формулы (16), — долю испарения, которая обусловлена процессами десорбции и сорбции, происходящими внутри слоя сухой почвы. В примере, представленном на фиг. 4, вторая компонента испарения соизмерима с первой — влагооборот, происходящий в просохшей почве толщиной  $1.25\ см$ , оказывает на ход испарения существенное влияние. Так как по мере возрастания параметра  $kh$  второй член формулы (16) увеличивается, а первый член ее уменьшается, то при значительной толщине слоя сухой почвы ход испарения должен зависеть в основном от процессов десорбции и сорбции, происходящих внутри этого слоя почвы.

Ход испарения, описываемый формулой (16), должен интерпретироваться как типичный. Действительно, суточному ходу температуры, аппроксимированному в виде (9), очевидно, соответствует ход испарения, у которого сглажены случайные отклонения, обусловленные погодными условиями не периодического характера.

Изложенный упрощенный способ представления суточного хода температуры, принятый в данной работе, приводит к тому, что ход испарения в стадии понижения температуры описывается в деформированном вдоль оси  $t$  виде. Для устранения небольшой погрешности, обусловленной отмеченным упрощением, нужно аппроксимировать ход температуры двумя-тремя первыми гармониками ряда Фурье.

Поступила 4 VI 1970

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Будаговский А. И. Испарение почвенной влаги. М., «Наука», 1964.
2. Струзер Л. Р. Передвижение парообразной влаги в почве в процессе испарения. Тр. Гос. гидрол. ин-та, 1952, вып. 34.
3. Колясов Ф. Е. Результаты исследования по движению воды в почве при различных влажностях. Сб. тр. по агрофизике, вып. 4, М., Сельхозгиз, 1948.
4. Репман Н. L. Gas and vapour movements in the soil J. Agric. Sci., 1940, vol. 30, No. 4.
5. Дандарон Ж-Д. Экранный метод определения влажности воздуха. Метеорология и гидрология, 1969, № 5.
6. Лебедев А. Ф. Почвенные и грунтовые воды. М., Изд-во АН СССР, 1936.
7. Роде А. А. Почвенная влага. М., Изд-во АН СССР, 1952.
8. Сочеванов Н. Н. Количественная закономерность между упругостью водяного пара и количеством воды, сорбированной почвой. Почвоведение, 1955, № 9.
9. Carson I. E. Analysis of soil and air temperatures by Fourier techniques. J. Geophys. Res., 1963, vol. 68, No. 8.
10. Тихонов А. Н., Самарский А. А. Уравнение математической физики. М., «Наука», 1966.
11. Дандарон Ж-Д. Экспериментальное определение коэффициента диффузии паров воды в почве. Почвоведение, 1969, № 10.
12. Fagrell D. A., Greasen E. L., Gurr C. G. Vapour transfer in soil due to air turbulence. Soil Sci., 1967, vol. 102, No. 5.

#### О ВЛИЯНИИ ЖЕСТКОСТИ СЛОЕВ, ПЕРЕКРЫВАЮЩИХ ВОДОНОСНЫЙ ГОРИЗОНТ, НА ЗАКОНОМЕРНОСТИ УПРУГОГО РЕЖИМА ФИЛЬТРАЦИИ

*И. Г. Котов, В. А. Мироенко, Л. И. Сердюков*

(Ленинград)

Рассматривается влияние жесткости слоев, перекрывающих водоносный горизонт, на закономерности упругого режима фильтрации в процессе опытных откачек. Задача сводится к решению уравнения осесимметричного прогиба бесконечной плиты на упругом основании. Показано, что жесткостью перекрывающих слоев можно пренебречь лишь при достаточно большой продолжительности откачки; даются соответствующие приближенные критерии.

Классическая теория упругого режима фильтрации базируется, как известно, на предположении о полной передаче «депрессивной нагрузки» на водоносные породы. Иначе говоря, принимается, что снижение напоров  $S$  в какой-то точке кровли водоносного пласта вызывает увеличение эффективного давления в этой точке на величину  $\gamma S$  ( $\gamma$  — объемный вес воды). Практическая приемлемость такого предположения при условии, что размеры депрессионной воронки значительно превышают суммарную мощность перекрывающих пород  $M$ , не вызывает сомнения. Однако многие фильтрационные задачи решаются для условий, когда диаметр зоны влияния откачки  $2R$  соизмерим с величиной  $M$  или даже меньше ее; это имеет место, например, при проведении относительно кратковременных откачек из водоносных горизонтов, залегающих на значительных глубинах. В подобных условиях, очевидно, будет иметь существенное значение эффект «зависания» перекрывающей толщи: давление на водовмещающие породы (в пределах зоны влияния откачки) со стороны перекрывающих пород будет передаваться