

УДК 556.135+631.432

## МОДЕЛИРОВАНИЕ ИСПАРЕНИЯ С ОГОЛЕННОЙ ПОЧВЫ 2. ВТОРАЯ И ТРЕТЬЯ СТАДИИ

В. Л. ПОЛЯКОВ

Институт гидромеханики НАН Украины, Киев

Получено 03.02.2000

Выполнен теоретический анализ испарения влаги с оголенной почвы для второй и третьей стадий на базе стационарной модели совместного тепло- и влагопереноса в системе почва-атмосфера (приповерхностный слой). Исследовано влияние тепло- и воднофизических свойств почвы, а также метеоэлементов на интенсивность испарения и толщину просыхающего слоя. Показано решающее значение водопроводящей способности почвы и обосновано граничное условие на поверхности почвы, отражающее существенные особенности влагообмена между почвенной и воздушной средами на рассматриваемых стадиях. Расчеты проведены для пяти основных типов минеральных почв.

Виконаний теоретичний аналіз випаровування вологи з оголеного ґрунту для другої та третьої стадій, спираючись на усталену модель сумісного тепло- і вологопереносу в системі ґрунт-атмосфера (поверхневий шар). Досліджений вплив тепло- і воднофізичних властивостей ґрунту, а також метеоелементів на інтенсивність випаровування та товщину просохлого шару. Вказано на вирішальні значення водопровідної здатності ґрунту і обґрунтована гранична умова на поверхні ґрунту, яка відзеркалює суттєві особливості обміну вологою між ґрунтовим і повітряним середовищами на розглянутих стадіях. Розрахунки виконувались для п'яти найбільш поширених типів мінерального ґрунту.

A theoretical analysis was done of evaporation for a bare soil and the second and third stages based on a stationary model of consistent heat and water transfer in the system soil – atmosphere (subsurface layer). The effect of thermal, hydrophysical soil properties and meteorological elements was investigated on evaporation intensity and thickness of a dried layer. It was shown that hydraulic conductivity was of decisive value. A boundary condition at the soil surface is found which reflects the peculiarities of water exchange between soil and air media at the stages under consideration. The calculations were performed for five wide-spread soil types.

### ВВЕДЕНИЕ

В природных условиях испарение влаги с поверхности почвы (физическое испарение) изменяется в широких пределах и за исключением кратковременных периодов контролируется, главным образом, ее водно-физическим состоянием. В отмеченные же периоды в соответствии с особенностями испарения на первой стадии его интенсивность определяется метеоэлементами [1–3]. Влияние теплофизических свойств почвы здесь проявляется только в экстремальных ситуациях, а продолжительность упомянутых периодов рассчитывается на основе модели влагопереноса с заданным потоком на поверхности почвы [4]. Интенсивное испарение на первой стадии способствует быстрому иссушению почвы вблизи ее поверхности, что обуславливает характерное для последующих стадий уменьшение притока влаги к границе между почвенной и воздушной средами [5, 6]. Наблюдаемое на второй стадии резкое снижение содержания влаги в почве ведет к образованию дефицита влажности почвенного воздуха и, как следствие, испарению влаги внутри пор. Роль внутрипочвенного испарения и диффузионного механизма переноса пара в почве быстро становится опре-

деляющей, а поток жидкой (по сути пленочной) влаги в просыхающем слое при этом оказывается ничтожно малым. При длительном испарении влажность и давление почвенной влаги около поверхности почвы падают до значений  $\theta_0$ ,  $\psi_0$ , при которых не удается достоверно измерять поток влаги в жидком состоянии. Тогда можно формально полагать коэффициент влагопроводности  $K(\psi_0)$  равным 0 и говорить об окончании второй и начале третьей стадии испарения. Именно на третьей стадии испарение влаги происходит исключительно внутри почвы и формируется полностью просохший слой. В природе процесс испарения влаги с почвы протекает в условиях постоянно меняющейся метеобстановки, осложняемой внутрисуточной динамикой метеоэлементов и в общем должен рассчитываться на базе сложных нестационарных моделей, реализация и обеспечение которых исходной информацией сопряжено со значительными трудностями [7–11]. Для практических целей, однако, обычно достаточно определить количество влаги, испаряющейся за периоды, продолжительность которых увязывается с биологическим временем или технологическими критериями, и составляет, например, сутки, декаду, месяц. При таком подходе в принципе нет необходимости в детальном учете особенностей динамики по-

годных условий, метеофакторов и оправдано, во-первых, пренебрегать внутрисуточным ходом метеоэлементов, во-вторых, применять стационарные модели. Последнее утверждение тем более справедливо, что характерное время переходных процессов в почве и приземном (приповерхностном) слое атмосферы разнится на несколько порядков. В то же время, в Украине часто имеют место длительные бездождевые периоды, в течение которых физические процессы носят почти установившийся характер. Поэтому целесообразность применения в приложениях при оценке физического испарения именно стационарных моделей влаго- и теплопереноса представляется вполне очевидной. Вместе с тем использование подобных моделей позволяет значительно упростить и отчасти углубить анализ особенностей протекания физических процессов в системе почва-атмосфера, а для некоторых частных случаев даже получить простые аналитические зависимости. Основываясь на результатах такого анализа, в следующей работе предполагается привести и реализовать сравнительно простую нестационарную математическую модель совместного влаго- и теплопереноса в указанной системе, которая тем не менее дает возможность достоверно рассчитывать испарение влаги с почвы в теплое время года. Таким образом, целью данной работы является в первую очередь надежный расчет интенсивности физического испарения для стабильных метеоусловий, а также обстоятельный анализ и оценка значимости водно- и теплофизических факторов и параметров с последующей разработкой эффективной модели влаго- и теплообмена между почвенной и воздушной средами при разнообразных природных и метеорологических условиях.

## 1. ПОСТАНОВКА И РЕШЕНИЕ ЗАДАЧИ

Почвенный слой, имеющий решающее значение для процесса испарения в системе почва-атмосфера на второй и третьей стадиях, сложен из однородного грунта, так что его водно- и теплофизические свойства описываются системой единых для всего слоя физических характеристик – коэффициентами влагопроводности  $K$ , теплопроводности  $\lambda$ , объемной теплоемкостью  $C$  и основной гидрофизической характеристикой. Почва является оголенной, то есть растительность и связанные с ней внутренние источники (стоки) влаги и тепла отсутствуют. Потери влаги из почвы обусловлены исключительно физическим испарением и компенсируются за счет восходящего пото-

ка, формирующегося на нижней границе области движения. Указанная область ограничена сверху уровнем стандартных измерений метеоэлементов ( $z = z_a$ ), а снизу – уровнем грунтовых вод (УГВ) или верхней границей влагообильного слоя ( $z = -z_h$ ) для потока влаги и глубиной ( $z = -z_T$ ), на которой температура почвы не меняется в течение расчетного периода, для потока тепла. Ось  $OZ$  направлена вертикально вверх, начало координат располагается на поверхности почвы. Исследования ограничены стационарным случаем так, что влагозапасы в рассматриваемой области постоянно и в полной мере восполняются за счет притока капиллярной влаги снизу. Указанный случай является частным, но показательным и удобным для оценки значимости различных факторов, физических параметров и процессов по отношению к испарению. Состав и физические свойства почвенного и атмосферного воздуха полагаются одинаковыми.

### 1.1. Вторая стадия испарения

Перенос водяного пара и тепла в воздушной среде в соответствии с принятыми выше допущениями описывается следующими уравнениями:

$$\begin{aligned} E_0 &= \alpha \rho D (q_0 - q_a), \\ H &= \rho c_p D (T_0 - T_a), \end{aligned} \quad (1)$$

где  $E_0$ ,  $H$  – потоки влаги и тепла соответственно;  $\alpha$  – пересчетный коэффициент (вводится из-за принятого расчета  $E_0$  в единицах длины, отнесенных к единице времени и, например, при переходе от  $\text{кг}/(\text{м}^2 \cdot \text{с})$  к  $\text{м}/\text{сут}$   $\alpha = 86.4$ );  $\rho$  – плотность воздуха;  $D$  – эффективный коэффициент проводимости слоя воздуха между поверхностью почвы  $z = 0$  и уровнем  $z = z_a$ ;  $q_0$ ,  $q_a$  – удельная влажность воздуха при  $z = 0$  и  $z = z_a$ ;  $c_p$  – удельная теплоемкость воздуха;  $T_0$ ,  $T_a$  – температура воздуха при  $z = 0$  и  $z = z_a$ . Существующие незначительные различия в коэффициентах турбулентного обмена и проводимости для тепла, пара и количества движения легко учесть, вводя специальные коэффициенты, представляющие собой отношения соответствующих коэффициентов обмена при нейтральных условиях. В данной работе, однако, принимая во внимание в целом несущественность метеофакторов для испарения влаги с почвы и обычное отсутствие необходимых для этого данных, указанные коэффициенты считаются равными 1. Коэффициент  $D$  является интегральной характеристикой, отражающей особенности вертикального

переноса пара в слое шероховатости и выше него вплоть до уровня  $z = z_a$ . При определении указанного коэффициента используется трехслойная схема турбулентного течения вдоль шероховатой поверхности, включающая ламинарный, переходной и динамический слой.

Зависимость влажности насыщенного паром воздуха от температуры среды  $T$  выражается в широком диапазоне изменения  $T$  с помощью формулы Магнуса

$$q_* = q_*^0 \exp\left(\frac{17.1T}{235 + T}\right), \quad (2)$$

где  $q_*^0$  – влажность насыщенного воздуха при  $T=273.15$  К;  $T$  в формуле (2) измеряется в °С.

Физическое состояние почвы вблизи ее поверхности и в остальной части на данной стадии существенно различается. Поэтому целесообразно в общем почвенном слое выделить подслой, примыкающий к поверхности почвы, для которого характерны двухфазный характер течения влаги, низкое влагосодержание, большие градиенты давления и температуры. В качестве нижней границы выделенного (просыхающего) слоя естественно выбрать поверхность  $z = -z_e$ , на которой давление почвенной влаги  $P_e$  (всасывающее давление  $\psi_e$ ) в соответствии с основным термодинамическим соотношением обуславливает заметное снижение влажности почвенного воздуха. Указанное соотношение имеет вид

$$q = q_*^0 \exp\left(-\frac{Mg}{R_a T} \psi\right), \quad (3)$$

где  $M$  – молекулярный вес воды;  $g$  – ускорение земного притяжения;  $R_a$  – газовая постоянная;  $\psi$  – всасывающее давление. Согласно соотношения (3), при мгновенном характере обмена между парообразной и жидкой влагой влажность  $q$  уменьшается на 1% при повышении  $\psi$  от 0 до 142 м.в.ст. В дальнейшем  $\psi_e$  принимается равным 142 м, что удобно для практических целей благодаря его близости к характерной почвенно-биологической константе – давлению завядания  $\psi_{вз}$  (для многих почвенных разновидностей оказывается  $\psi_{вз} \approx 150$  м.в.ст.) и наличию в литературе многочисленных данных относительно влажности завядания (ВЗ), соответствующей  $\psi_{вз}$ . Конечно, подобный выбор значения  $\psi_e$  во многом условен и, к примеру, в [12] предлагается  $\psi_e$ , отвечающее максимальной гигроскопичности (около 500 м.в.ст.). Однако, при этом влажность  $q$  отличается от насыщенной уже почти на 4%, и нет уверенности в том, что вклад испарения влаги в части зоны аэрации, характе-

ризующейся давлением  $\psi$  в интервале от 142 до 500 м, в величину  $E_0$  является несущественным.

Движение пара в просыхающем слое происходит, как правило, в стационарном режиме (нестационарность здесь фактически проявляется только в связи с изменением во времени физических характеристик на границах слоя) и с учетом внутрипочвенного парообразования описывается уравнением

$$\alpha \rho G \frac{d^2 q}{dz^2} + Q(z) = 0, \quad -z_e \leq z \leq 0, \quad (4)$$

где  $G$  – коэффициент молекулярной диффузии пара в почве, который, следуя [13, 14], можно вычислить по формуле

$$G = G^0 \cdot (m_s - \theta) f_s. \quad (5)$$

Здесь  $G$  – коэффициент молекулярной диффузии пара в воздухе;  $m_s$  – пористость почвы;  $\theta$  – влажность почвы;  $f_s$  – фактор сопротивления, который зависит от  $\theta$  и оценивается, в частности, в работах [13, 15];  $Q$  – удельная (на единицу высоты) интенсивность парообразования. В основной части ненасыщенной зоны ( $-z_h \leq z \leq -z_e$ ) внутрипочвенное испарение настолько мало, что его можно не принимать во внимание.

Перенос влаги в жидкой фазе, распределения давления  $\psi_1(z)$ ,  $\psi_2(z)$  в подсыхающем и влажном слоях рассчитываются на основе следующей системы стационарных уравнений влагопереноса:

$$\frac{d}{dz} \left[ K(\psi_1) \left( \frac{d\psi_1}{dz} - 1 \right) \right] + Q(z) = 0, \quad -z_e \leq z \leq 0; \quad (6)$$

$$\frac{d}{dz} \left[ K(\psi_2) \left( \frac{d\psi_2}{dz} - 1 \right) \right] = 0, \quad -z_h \leq z \leq -z_e. \quad (7)$$

Влияние теплового режима на физическое испарение является существенным и проявляется через зависимости исходных гидрофизических параметров и характеристик от  $T$ . Однако, так как речь идет о взаимосвязанном переносе влаги и тепла, то и теплофизические параметры и характеристики в свою очередь зависят от влажности почвы (давления). Поэтому с учетом выше принятых допущений стационарный теплоперенос в двухслойной области движения (нижняя часть области при  $z_T > z_h$  может быть насыщенной) описывается системой уравнений

$$\frac{d}{dz} \left[ \lambda_1(\theta) \frac{dT_1}{dz} \right] - \frac{L}{\alpha} Q = 0, \quad -z_e \leq z \leq 0; \quad (8)$$

$$\frac{d}{dz} \left[ \lambda_2(\theta) \frac{dT_2}{dz} \right] = 0, \quad -z_T \leq z \leq -z_e, \quad (9)$$

где  $L$  – удельная теплота парообразования.

Следует подчеркнуть, что мощности нижнего слоя для тепла и влаги в общем случае не совпадают ( $z_T > z_h$  или  $z_T < z_h$ ).

Система уравнений (1) – (3), (6) – (9) дополняется следующими краевыми условиями: на нижних границах потоков влаги и тепла

$$z = -z_h, \quad \psi = \psi_h; \quad z = -z_T, \quad T_2 = T_s; \quad (10)$$

на границе между верхним и нижним слоями ( $z = -z_e$ )

$$\begin{aligned} q &= q_*(T_e) = q_{*e}; \\ \psi_1 &= \psi_2 = \psi_e; \\ K \left( \frac{d\psi_1}{dz} - 1 \right) &= K \left( \frac{d\psi_2}{dz} - 1 \right) = -E_0; \end{aligned} \quad (11)$$

$$T_1 = T_2; \quad \lambda_1 \frac{dT_1}{dz} = \lambda_2 \frac{dT_2}{dz};$$

на поверхности почвы ( $z = 0$ )

$$q = q_0; \quad K \left( \frac{d\psi_1}{dz} - 1 \right) = -E_{wo};$$

$$\lambda_1 \frac{dT_1}{dz} = \rho c_p D (T_a - T_1) + R_n - \frac{L}{\alpha} E_{wo}. \quad (12)$$

Здесь  $T_e$  – температура почвы на границе  $z = -z_e$ ; условие (12) представляет собой уравнение теплового баланса, в котором  $R_n$  – радиационный баланс при  $z = 0$ ;  $E_{wo}$  – интенсивность испарения жидкой влаги с поверхности почвы. Полезно заметить, что в условии (10)  $\psi_h = 0$  при расположении УГВ на глубине  $z_h$ .

На данной стадии полностью просохший слой отсутствует и общее испарение, интенсивность которого  $E_0$  является основным из определяемых параметров задачи, формируется из испарения жидкой влаги непосредственно с поверхности почвы интенсивностью  $E_{wo}$  и потока пара, имеющего на этой же границе интенсивность  $E_{vo}$ , так что

$$E_0 = E_{wo} + E_{vo}, \quad (13)$$

причем  $E_v = \int_{-z_e}^z Q(\xi) d\xi$ ,  $E_{vo} = E_v(0)$ .

Принимая во внимание относительно небольшую разницу между  $T_a$  и  $T_e$ , характерную для стационарных условий, можно приближенно выразить  $q_e = q(-z_e)$  через  $q_a$  путем разложения правой части уравнения (2) в ряд по степеням  $T_e - T_a$ .

Тогда, используя условие (11) для  $q$  и сохраняя первые два члена ряда, несложно получить

$$q_e = q_{*a} + q'_{*a}(T_e - T_a), \quad (14)$$

где

$$q_{*a} = q_*(T_a), \quad q'_{*a} = \frac{dq_*}{dT} |_{T=T_a}.$$

Однако уже при  $T_e - T_a = 20$  °С, что характерно для почв средней зоны, подвергающихся длительному иссушению, ошибка при расчете влажности  $q$  вследствие применения двухчленного выражения (14) превышает 15%. Ее удастся уменьшить до 1%, если учесть в упомянутом разложении третий член. Погрешность при нахождении значения  $E_0$ , обусловленная этой же причиной, является предметом специального анализа.

Так как  $Q = \frac{dE_v}{dz}$ , то интегрирование уравнения (8) в пределах от  $z$  до 0 с учетом (13) дает

$$\lambda_1 \frac{dT_1}{dz} - (E_v - E_o + E_{wo}) \frac{L}{\alpha} = H_o = \lambda_1 \frac{dT_1}{dz} |_{z=0}, \quad (15)$$

а уравнения (9) в пределах от  $-z_e$  до  $z$  будет

$$\lambda_2 \frac{dT_2}{dz} = H_e = \lambda_2 \frac{dT_2}{dz} |_{z=0}. \quad (16)$$

В результате последующего интегрирования выражений (15), (16) соответственно в пределах от  $-z_e$  до  $z$  и от  $-z_s$  до  $z$  получено

$$T_1 = T_e + \omega + \frac{\alpha H_o - L E_o + L E_{wo}}{\alpha \lambda_{1c}} (z + z_e), \quad (17)$$

$$T_2 = T_s + \beta H_e \quad (18)$$

и, следовательно, на границе  $z = -z_e$  почва нагреется (охладится) до температуры

$$T_e = T_s + \beta_e H_e. \quad (19)$$

Здесь

$$\omega = \frac{L}{\alpha \lambda_{1c}} \int_{-z_e}^z E_v(\xi) d\xi; \quad \beta = \int_{-z_s}^z \frac{d\xi}{\lambda_2(\xi)}; \quad \beta_e = \beta(-z_e);$$

коэффициент  $\lambda_1(\theta(z))$  вследствие низкого влагосодержания в просыхающем слое изменяется незначительно, что оправдывает применение в расчетах вместо него константы  $\lambda_{1c}$ , выбираемой как значение  $\lambda_1$ , при некоторой промежуточной влажности ( $\theta < \theta_3$ ).

Из условия (12) с учетом соотношений (17) и (19) вытекает выражение для потока  $H_0$ :

$$H_o = \left[ \tilde{D} [\alpha \lambda_{1c} (T_a - T_s) + L (\lambda_{1c} \beta_e + z_e) \times \right.$$

$$\times (E_o - E_{wo}) - \varkappa \lambda_{1c} \omega] + \varkappa \lambda_{1c} R_n - \lambda_{1c} L E_{wo}] /$$

$$/ [\varkappa (\lambda_{1c} + z_e \tilde{D} + \lambda_{1c} \beta_e \tilde{D})], \quad (20)$$

где  $\tilde{D} = \rho c_p D$ . Как правило,  $\beta_e \gg z_e / \lambda_{1c}$  и тогда путем подстановки в формулу (17) выражения (20) с учетом соотношения между потоками тепла и влаги  $H_e = H_0 + (E_{wo} - E_0) \frac{L}{\varkappa}$  можно найти:

$$T_e = T_s + \frac{\beta_e \varkappa \tilde{D} (T_a - T_s - \omega) + \varkappa R_n - L E_o}{\varkappa (1 + \beta_e \tilde{D})}. \quad (21)$$

Из выражения (17) вытекает формула для расчета температуры  $T_0$  на поверхности почвы

$$T_o = T_e \left( 1 + \frac{z_e}{\lambda_{1c} \beta_e} \right) - \frac{z_e T_s}{\lambda_{1c} \beta_e} + \omega. \quad (22)$$

В результате двойного интегрирования уравнения (4) с использованием условий (11), (12) получено

$$q = q_e - \frac{\lambda_{1c} \omega}{\rho G L} \quad (23)$$

и значит влажность почвенного воздуха при  $z = 0$  составляет

$$q_o = q_e - \frac{\lambda_{1c} \omega_o}{\rho G L}, \quad (24)$$

где  $\omega_o = \omega(0)$ .

Подстановка выражения (24) в уравнение (1), а затем использование представления для  $q_e$  (14) позволяет выразить основную искомую величину  $E_0$  через  $T_e$  и обобщенный параметр внутрипочвенного испарения  $\omega_o$ :

$$E_o = \varkappa \rho D \left( d_o - q'_{*a} T_a + q'_{*a} T_e - \frac{\lambda_{1c} \omega_o}{\rho G L} \right), \quad (25)$$

где  $d_o = q_{*a} - q_a$  - дефицит влажности воздуха на высоте  $z = z_a$ . В то же время, связь между  $q_o$  и давлением  $\psi_o$  при  $z = 0$  устанавливается с помощью соотношения (3) (здесь важно правильно выбрать положение поверхности  $z = 0$  и значение коэффициента  $D$ ), и тогда для параметра  $\omega_o$  снова используя представление (14) и реализуя такой же подход для определения  $q_o$ , несложно получить

$$\omega_o = (a_1 + a_2 T_e) \exp \left( -\frac{Mg}{R_a T_e} \psi_e \right) -$$

$$-(a_1 + a_2 T_o) \exp \left( -\frac{Mg}{R_a T_o} \psi_o \right), \quad (26)$$

где

$$a_1 = \frac{\rho G L}{\lambda_{1c}} (q_{*a} - q'_{*a} T_a), \quad a_2 = \frac{\rho G L q'_{*a}}{\lambda_{1c}}.$$

Обобщенный параметр  $\beta_e$ , характеризующий проводимость влажного слоя до глубины  $z_T$  для тепла, зависит от  $\theta$  и  $z_e$ . Далее будет показано, что зависимость от  $z_e$  слабо выражена, и для практических расчетов вместо  $\beta_e$  можно использовать  $\beta_o = \beta_z(0)$ , а также некоторый характерный для рассматриваемой ситуации профиль. После решения задачи несложно уточнить величину  $\beta_e$  и повторить вычисления, но, как правило, различия между результатами расчета на первой и второй итерациях малы и подобное уточнение выполнять просто нецелесообразно. Также в первом приближении считается, что коэффициент  $K$  и давление  $\psi_e$  не зависят от  $T$ . Тогда двойное интегрирование (7) при условиях (10), (11) позволяет найти профиль давления во влажной части зоны аэрации и увязать  $E_o$  и  $z_e$ , а именно:

$$\int_{\psi_h}^{\psi} \frac{K(\xi) d\xi}{K(\xi) + E_o} = z_h + z,$$

$$\int_{\psi_h}^{\psi_e} \frac{K(\xi) d\xi}{K(\xi) + E_o} = z_h - z_e, \quad (27)$$

В уравнении (6) вследствие относительной малости силы тяжести в просыхающем слое можно пренебречь вторым членом. Распределение давления в этом слое рассчитывается на основе зависимости, которая построена в результате двойного интегрирования (6) с использованием уравнения (4):

$$\int_{\psi_e}^{\psi} K(\xi) d\xi = E_o (z + z_e) - \varkappa \rho G \cdot (q_e - q). \quad (28)$$

Воспользовавшись выражением (26), из (28) можно получить зависимость, связывающую  $E_o$ ,  $z_e$ ,  $\psi_o$  и  $\omega_o$ , которая замыкает систему расчетных соотношений. Эта система позволяет определять все неизвестные параметры задачи и прежде всего интенсивность испарения с поверхности почвы. Упомянутая же зависимость имеет вид

$$\int_{\psi_e}^{\psi_o} K(\xi) d\xi = E_o z_e - \frac{\varkappa \lambda_{1c} \omega_o}{L}. \quad (29)$$

Таким образом, для определения шести неизвестных параметров  $E_o$ ,  $z_e$ ,  $\psi_o$ ,  $\omega_o$ ,  $T_e$ ,  $T_0$  имеются шесть соотношений (21), (22), (25) - (27), (29).

Расчеты заметно упрощаются в случае, если выражение для  $K(\psi)$  допускает получение значений интегралов (27), (29) в аналитической форме. Так, если воспользоваться рекомендованными в работах [16, 17] обобщенными аппроксимациями для гидрофизических характеристик

$$\theta = \begin{cases} \theta_s & \text{при } 0 \leq \psi < \psi_i, \\ a_\theta \psi^{0,2} & \text{при } \psi_i \leq \psi; \end{cases}$$

$$K = \begin{cases} k_s & \text{при } 0 \leq \psi < \psi_i, \\ a_k \psi^{-2} & \text{при } \psi_i \leq \psi, \end{cases} \quad (30)$$

здесь  $\theta_s$  – полная влагоемкость (при отсутствии защемленного воздуха равна пористости);  $k_s$  – коэффициент фильтрации;  $a_\theta$ ,  $a_k$  – эмпирические константы, то из (27) легко получить

$$z_h - z_e = \frac{k_s(\psi_i - \psi_h)}{k_s + E_o} + \sqrt{\frac{a_k}{E_o}} \left( \arctan \sqrt{\frac{E_o}{a_k}} \psi_e - \arctan \sqrt{\frac{E_o}{a_k}} \psi_i \right) \quad \text{при } \psi_i \geq \psi_h, \quad (31)$$

$$z_h - z_e = \sqrt{\frac{a_k}{E_o}} \left( \arctan \sqrt{\frac{E_o}{a_k}} \psi_e - \arctan \sqrt{\frac{E_o}{a_k}} \psi_h \right) \quad \text{при } \psi_i \leq \psi_h,$$

а из выражения (29) следует

$$a_k \left( \frac{1}{\psi_e} - \frac{1}{\psi_o} \right) = z_e E_o - \frac{\alpha \lambda_{1c} \omega_o}{L}. \quad (32)$$

Кроме того, из уравнения (27) с учетом (30) вытекают зависимости, описывающие распределения давления и влажности во влажном слое:

$$\psi = \sqrt{\frac{a_k}{E_o}} \operatorname{tg} \left\{ \sqrt{\frac{E_o}{a_k}} \left[ z + z_h - \frac{k_s(\psi_i - \psi_h)}{k_s + E_o} \right] + \arctan \sqrt{\frac{E_o}{a_k}} \psi_i \right\} \quad \text{при } \psi \geq \psi_i \geq \psi_h,$$

$$\psi = \sqrt{\frac{a_k}{E_o}} \operatorname{tg} \left[ \sqrt{\frac{E_o}{a_k}} (z + z_h) + \arctan \sqrt{\frac{E_o}{a_k}} \psi_i \right] \quad \text{при } \psi_i \leq \psi_h \leq \psi.$$

Обычно  $\sqrt{\frac{E_o}{a_k}} \psi_e \gg 1$ ,  $z_h \gg z_e$ , так что для практических целей, например, в водобалансовых расчетах, при малых  $\psi_i$ ,  $\psi_h$  интенсивность  $E_0$  можно оценивать, исходя из соотношений (31), следующим образом:

$$E_0 = \frac{\pi^2 a_k}{4z_h^2}.$$

## 1.2. Третья стадия испарения

На данной стадии в связи с формированием полностью просохшего слоя общий почвенный слой по существу состоит уже из трех слоев – влажного, просыхающего и просохшего. Мощность просохшего слоя  $z_d$  в отличие от мощности просыхающего слоя  $z_e - z_d$ , для которой, как свидетельствует последующий анализ, характерно малое предельное значение, в принципе такого ограничения не имеет. При значительном снижении интенсивности  $E_0$   $z_d$  может заметно превосходить  $z_e - z_d$ , и тогда целесообразно объединить просохший и просыхающий слой в один – иссушаемый, а испарение отнести к его нижней границе. Таким образом, отпадает необходимость в уравнении (6), условиях (12). Кроме того, изменяются граничные условия на верхней и нижней границах иссушаемого слоя, а именно:

$$z = 0, \quad \lambda_1 \frac{dT_1}{dz} = \tilde{D}(T_a - T_1) + R_n; \quad (33)$$

$$z = -z_e, \quad \lambda_1 \frac{dT_1}{dt} = \lambda_2 \frac{dT_2}{dt} + \frac{L}{\alpha} E_0. \quad (34)$$

Наконец, вследствие принятого допущения о парообразовании исключительно на границе между влажным и иссушаемым слоями  $Q = 0$  уравнение динамики пара (4) упрощается, так что

$$E_0 = \frac{\alpha \rho G}{z_e} (q_e - q_0). \quad (35)$$

Благодаря заметному упрощению исходной модели существенно облегчается выполнение теоретического анализа. В частности, распределение температуры в иссушаемом слое принимает вид

$$T_1 = T_e + \frac{\alpha H_0 - L E_0}{\alpha \lambda_{1c}} (z + z_e),$$

а на глубине  $z_e$  почва в теплое время нагреется до температуры

$$T_e = T_s + \frac{\beta_e \alpha \tilde{D}(T_a - T_s) + \alpha R_n - L E_0}{1 + \beta_e \tilde{D}}. \quad (36)$$

Связь между  $E_0$  и  $z_e$  устанавливается с использованием уравнений (1), (35) и двухчленного представления для  $q_e(T)$  (14):

$$E_0 = \alpha \rho D G \frac{d_0 + q_{a*}'(T_e - T_a)}{z_e D + G}. \quad (37)$$

Из соотношения (3) с учетом (36) следует, что  $z_e$  выражается через  $E_0$  следующим образом:

$$z_e = \frac{b_1}{E_0} + b_2, \quad (38)$$

где

$$b_1 = \alpha \rho G \left[ d_0 + \frac{q'_{*a}(T_s - T_a + \beta_e R_n)}{1 + \beta_e \tilde{D}} \right],$$

$$b_2 = -\frac{G}{\tilde{D}} - \frac{\rho G \beta_e q'_{*a} L}{1 + \beta_e \tilde{D}}.$$

При  $z_e = 0$ , что соответствует первой стадии испарения, из уравнения (38) вытекает полученная в [4] обобщенная формула для расчета интенсивности испарения с влажной почвы, учитывающая влияние на указанный процесс ее теплофизических свойств. В общем случае  $z_e > 0$  и произвольной формы  $K(\psi)$  расчетная формула для  $E_0$  выводится путем интегрирования уравнения (7) с использованием условий (10), (11), выражения для  $z_e$  (38) и имеет вид

$$\int_{\psi_h}^{\psi_e} \frac{K(\psi) d\psi}{K(\psi) + E_0} = z_h + \frac{b_1}{E_0} + b_2. \quad (39)$$

Если коэффициент  $K(\psi)$  может аппроксимироваться с помощью выражений (30), то уравнение для расчета  $E_0$  принимает вид

$$\sqrt{\frac{a_k}{E_0}} \left( \arctan \sqrt{\frac{E_0}{a_k}} \psi_e - \arctan \sqrt{\frac{E_0}{a_k}} \psi_i \right) + \frac{k_s \psi_i}{k_s + E_0} - \frac{b_1}{E_0} = z_h + b_2. \quad (40)$$

При длительном иссушении почвы в условиях жаркого климата (средняя зона Украины) высокие радиация и температура воздуха, а также низкая теплопроводность почвы способствуют значительному перегреву почвы вблизи ее поверхности. Вследствие этого разница между температурой воздуха и почвы оказывается значительной, достигая десятков градусов. В подобных условиях двухчленная аппроксимация (14), используемая для описания связи между влажностью и температурой почвенного слоя, может быть недостаточно точной и тогда ее целесообразно уточнить, сохранив в разложении  $q_*$  по степеням  $T$  третий член, а именно,

$$q_* = q_{*a} + q'_{*a}(T - T_a) + 0.5q''_{*a}(T - T_a)^2, \quad (41)$$

где

$$q''_{*a} = \frac{d^2 q_*}{dT^2} \Big|_{T=T_a}.$$

В таком случае величина  $E_0$  может быть более надежно рассчитана на основе зависимости

$$E_0 = \alpha \rho D G \frac{d_0 + q'_{*a}(T_e - T_a) + 0.5q''_{*a}(T_e - T_a)^2}{z_e D + G}, \quad (42)$$

где  $T_e$  определяется согласно выражения (36), а также уравнения (7), решаемого при условиях (10), (11). В итоге для  $E_0$  получена следующая формула

$$\int_{\psi_h}^{\psi_e} \frac{K(\psi) d\psi}{K(\psi) + E_0} = z_h + \frac{c_1}{E_0} + c_2 + c_3 E_0, \quad (43)$$

где

$$c_1 = b_1 + 0.5 \rho G q''_{*a} \left( \frac{T_s - T_a + \beta_e R_n}{1 + \beta_e \tilde{D}} \right)^2,$$

$$c_2 = b_2 - \rho G q''_{*a} \beta_e L \frac{T_s - T_a + \beta_e R_n}{(1 + \beta_e \tilde{D})^2},$$

$$c_3 = \frac{\rho G q''_{*a} \beta_e^2 L^2}{2(1 + \beta_e \tilde{D})^2}.$$

## 2. РЕЗУЛЬТАТЫ РАСЧЕТОВ И ИХ АНАЛИЗ

Недостаток надежных экспериментальных материалов относительно водно-физических свойств переосушенных почв, особенностей формирования водного и теплового режимов в окрестности поверхности почвы до недавнего времени серьезно препятствовал детальному изучению физического испарения – одной из важнейших составляющих водного баланса агро- и водохозяйственных объектов. И только в последние годы в связи с опубликованием результатов исследований физических характеристик в экстремальных ситуациях появилась реальная возможность изучения испарения с поверхности почвы в широком диапазоне природных условий.

### 2.1. Исходные данные

Вследствие ключевой роли водного режима почвы для процесса испарения особое значение приобретает выбор гидрофизических характеристик. В работе использованы, во-первых, данные измерений основной гидрофизической характеристики (ОГХ)  $\theta(\psi)$  и коэффициента влагопроводности  $K(\psi)$  [18] для дерново-среднеподзолистой почвы, характерной для западного региона Украины, Нечерноземной зоны России, во-вторых, обобщенные представления для ОГХ основных типов минеральных почв США [19], которые аналогичны по своим физико-механическим свойствам чернозему (Palouse B), суглинистой (Palouse), супесчаной (Royal) и песчаной (L-soil) почвам Украины. В

дальнейшем указанным почвам для удобства присваиваются номера с I по V соответственно в порядке их упоминания. Для описания гидрофизических характеристик почвы I применяются выражения (30) при следующих значениях входящих в них констант:  $\theta_s = 0.534$ ,  $a_\theta = 0.307$ ,  $k_s = 0.0864$  м/сут,  $a_k = 3.78 \cdot 10^{-4}$  м<sup>3</sup>/сут. Аналитические представления для коэффициентов  $K(\psi)$  установлены в случае почв II – V теоретическим путем, принимая во внимание выявленную в ряде работ [20, 21] тесную взаимосвязь между ОГХ и  $K(\psi)$ . При этом используются зависимости  $\theta(\psi)$ , полученные исходя из трехпараметрической модели, которые имеют общий вид

$$\frac{\theta}{\theta_s} = 1 - r_{\theta 1} \psi^2 \quad \text{при} \quad 0 \leq \psi \leq \psi_i, \quad (44)$$

$$\frac{\theta}{\theta_s} = \left( \frac{r_{\theta 2}}{\psi} \right)^{r_{\theta 3}} + r_{\theta 4} - r_{\theta 5} \ln \psi \quad \text{при} \quad \psi_i < \psi \leq \psi_d.$$

Значения эмпирических коэффициентов  $r_{\theta 1}, \dots, r_{\theta 5}, \psi_i$  для этих почв приведены в табл. 1. Коэффициент  $\psi_d$  для всех почв является одинаковым и равен  $10^7$  см. Тогда на основе предложенного в [22] обобщенного описания  $K(\theta)$  в интегральной форме получены следующие выражения для безразмерного коэффициента  $\bar{K} = K/k_s$ :

$$\begin{aligned} \bar{K} &= \frac{\sqrt{1 - r_{\theta 1} \psi^2}}{(2r_{\theta 1} \psi_i + \gamma_1 - \gamma_2)^2} (-2r_{\theta 1} \psi + \gamma_1 - \gamma_2)^2 \\ &\quad \text{при} \quad 0 \leq \psi \leq \psi_i, \\ \bar{K} &= \frac{\sqrt{r_{\theta 3}^{r_{\theta 3}} \psi^{-r_{\theta 3}} + r_{\theta 4} - r_{\theta 5} \ln \psi}}{(2r_{\theta 1} \psi_i + \gamma_1 - \gamma_2)^2} \times \\ &\quad \times \left( \frac{r_{\theta 3}^{r_{\theta 3}}}{r_{\theta 3} + 1} \psi^{-r_{\theta 3} - 1} + r_{\theta 5} \psi^{-1} - \gamma_2 \right) \\ &\quad \text{при} \quad \psi_i < \psi \leq \psi_d, \end{aligned} \quad (45)$$

где

$$\begin{aligned} \gamma_1 &= \frac{r_{\theta 3}^{r_{\theta 3}}}{r_{\theta 3} + 1} \psi_i^{-r_{\theta 3} - 1} + r_{\theta 5} \psi_i^{-1}, \\ \gamma_2 &= \frac{r_{\theta 3}^{r_{\theta 3}}}{r_{\theta 3} + 1} \psi_d^{-r_{\theta 3} - 1} + r_{\theta 5} \psi_d^{-1}. \end{aligned}$$

Теплопроводность общего почвенного слоя (включающего при  $z_T > z_h$  и часть насыщенной зоны), контролирующая отвод тепла от ее перегретой поверхности, характеризуется в задаче коэффициентом  $\lambda$  и производными от него параметрами  $\beta_e(z)$ ,  $\lambda_{1c}$ .

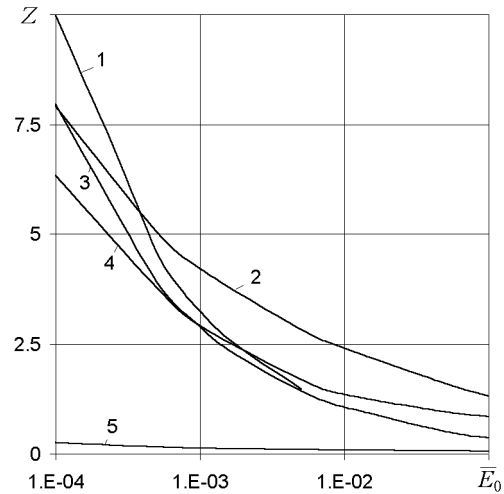


Рис. 1. Зависимость мощности влажного слоя  $Z$  от относительной интенсивности испарения  $\bar{E}_0$ :  
1 – почва I; 2 – почва IV; 3 – почва II;  
4 – почва III; 5 – почва V

Общее представление для  $\lambda$ , отражающее его зависимость от влажности  $\theta$  и плотности твердой фазы почвы  $\rho_s$ , согласно [23–27] имеет обобщенную форму

$$\lambda = r_{T1} + r_{T2} e^{r_{T3} \theta} + r_{T4} \theta. \quad (46)$$

Для дерново-подзолистой почвы  $r_{T1} = 0.45\rho_s - 0.35 = 0.28$ ,  $r_{T2} = 0.102$ ,  $r_{T3} = 4.7$ ,  $r_{T4} = 0$  [18], аналогичные коэффициенты для почв II – V приведены в табл. 1. Расчетные значения  $\beta_e$  обосновываются на базе зависимости (46) в следующем разделе. Также для почвенной среды полагались  $z_T = 2$  м,  $(m_s - \theta)f_s = 0.1$ . Для воздушной среды принимались значения физических параметров, характерные для климатических условий северных районов Украины:  $D = 0.009$  м/с ( $\bar{D} = 11.765$  Дж/(м<sup>2</sup> · с · К)),  $q_a = 0.012$ ,  $T_a = 293$  К,  $R_n = 200$  Дж/(м<sup>2</sup> · с). Значения  $\rho = 1.204$  кг/м<sup>3</sup>,  $L = 2.453 \cdot 10^6$  Дж/кг,  $c_p = 1005$  Дж/(кг · К),  $G^o = 2.536 \cdot 10^{-5}$  м/с выбирались при температуре среды 293 К и варьировались при анализе их влияния на расчетные характеристики. В вычислениях использовались также  $R_a = 8.314$  Дж/(моль · К),  $M = 0.0018$  кг/моль,  $q'_{*a} = 0.0009$  К<sup>-1</sup>,  $q_{*a} = 0.0146$ .

## 2.2. Обсуждение результатов

Во многих практических случаях уравнение (27) является основополагающим для оценки интенсивности физического испарения и в целом стационарного водного режима как в изотермиче-



Табл. 1. Значения эмпирических коэффициентов в аппроксимационных выражениях для  $\theta(\psi)$  и  $\lambda(\theta)$ 

| Коэффициенты | $r_{\theta 1}$        | $r_{\theta 2}$ | $r_{\theta 3}$ | $r_{\theta 4}$ | $r_{\theta 5}$ | $\psi_i$ | $r_{T1}$ | $r_{T2}$ | $r_{T3}$ | $r_{T4}$ |
|--------------|-----------------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------|----------|----------|----------|----------|
| Почва II     | $1.653 \cdot 10^{-4}$ | 1.1            | 0.15           | 0.377          | 0.029          | 19.6     | 0.2      | 0        | 0        | 3.514    |
| Почва III    | $1.731 \cdot 10^{-5}$ | 22.8           | 0.47           | 0.465          | 0.029          | 89.8     | 0.2      | 0        | 0        | 3.514    |
| Почва IV     | $1.551 \cdot 10^{-5}$ | 72.7           | 1.24           | 0.355          | 0.022          | 137.2    | 3.34     | -3.11    | -3.3     | 0        |
| Почва V      | $1.047 \cdot 10^{-4}$ | 32.7           | 1.83           | 0.403          | 0.025          | 57.1     | 2.506    | -2.256   | -14.0    | 0        |

ских, так и неизотермических условиях. В первую очередь на основе указанного уравнения была рассчитана зависимость  $E_0(Z)$  при заданном  $\psi$  на верхней границе влажного слоя мощностью  $Z$  ( $Z = z_h - z_e$ ) в широком диапазоне изменения водно-физических свойств. Ранее для ряда простейших формальных описаний гидрофизических характеристик стационарная модель влагопереноса была реализована, например, в [28]. Результаты расчетов мощности влажного слоя, при которой обеспечивается испарение с поверхности почвы соответствующей ей постоянной интенсивности, для выбранных типов почв приведены на рис. 1. Полезно заметить, что величину  $E_0$  можно рассматривать как обобщенную характеристику напряженности метеоусловий на первой стадии и водопроницающей способности влажной части зоны аэрации на второй. Для почвы I соответствующая кривая находилась по формуле (31). Из рис. 1 видно, что с увеличением протяженности ненасыщенного потока влаги (мощности  $Z$ ) интенсивность  $E_0$  падает, и для почв с более легким механическим составом (лучшими фильтрационными свойствами) заданная величина испарения обеспечивается восходящим потоком капиллярной влаги при меньшей глубине залегания УГВ.

Как известно, на второй и третьей стадиях поток влаги к области испарения (просыхающему слою) лимитируется, главным образом, пониженным влагосодержанием в верхней части ненасыщенной зоны и, по сути, определяющими для физического испарения на этих стадиях являются водно-физические свойства почвы, водопроницаемость. Однако в экстремальных условиях метеобстановка также может оказывать заметное влияние, мерой которого в рамках принятой постановки задачи служат мощность иссушаемого слоя и коэффициент водопроницаемости. Но, если параметр  $z_e$  зависит от метеоэлементов непосредственно, то коэффициент  $K$  опосредовано через связь между температурой почвы и теми же метеопараметрами. С целью оценки влияния мощности  $z_e$  на величину  $E_0$  и погрешности в расчетах  $E_0$  вследствие пренебрежения иссушаемым слоем

также была рассчитана относительная мощность  $\bar{z}_e = \frac{z_e}{z_h}$  для стандартных относительных отклонений (ошибок)

$$\Delta \bar{E}_0 = \frac{\bar{E}_0(Z + z_e) - \bar{E}_0(Z)}{\bar{E}_0(Z)}.$$

Кривые  $\bar{z}_e(\bar{E}_0)$ , соответствующие  $\Delta \bar{E}_0 = 0.05; 0.1; 0.2$ , для почв I и II показаны на рис. 2. Установлено, что ошибка  $\Delta \bar{E}_0$  почти не зависит от  $\bar{E}_0$  или  $Z$  (незначительно увеличивается только при больших значениях  $\bar{E}_0$ ) и практически линейно возрастает с увеличением  $\bar{z}_e$ , так что в случае минеральных почв при изменении  $E_0$  в пределах от  $10^{-4}$  до  $10^{-1}$  и  $\bar{E}_0$  от 0 до 0,2 можно рекомендовать приближенную формулу

$$\Delta \bar{E}_0 = 1.6 \bar{z}_e. \quad (47)$$

Опираясь на формулу (47), несложно оценивать ошибку в вычислениях  $E_0$ , связанную с формальным переносом граничного условия  $\psi = \psi_e$  с верхней границы влажного слоя на поверхность почвы, и анализировать значимость исходных параметров. Такой прием позволяет устранить существующую неопределенность в постановке математической задачи для испарения на второй стадии, оставаясь при этом в рамках модели динамики именно жидкой фазы. Так как анализ зависимости  $E_0$  от  $z_e$  выполнялся для предельного (стационарного) случая, то упомянутый прием тем более оправдано применять и для нестационарных условий. Из вышесказанного вытекает важность определения мощности  $z_e$  и анализа влияния на нее исходных параметров для обоснования более простой модели испарения почвенной влаги и соответствующей расчетной методики.

Последующий анализ выполняется с использованием модельных параметров и для условий, при которых температурный фактор уже играет важную роль. В полученных в первом разделе расчетных зависимостях мерой теплопроводности влажного и просыхающего слоев служат параметры  $\beta_e$  и  $\lambda_{1c}$ . Оценка функции  $\beta_e(z)$  и константы  $\lambda_{1c}$  выполняется на базе аппроксимационного выражения (45).

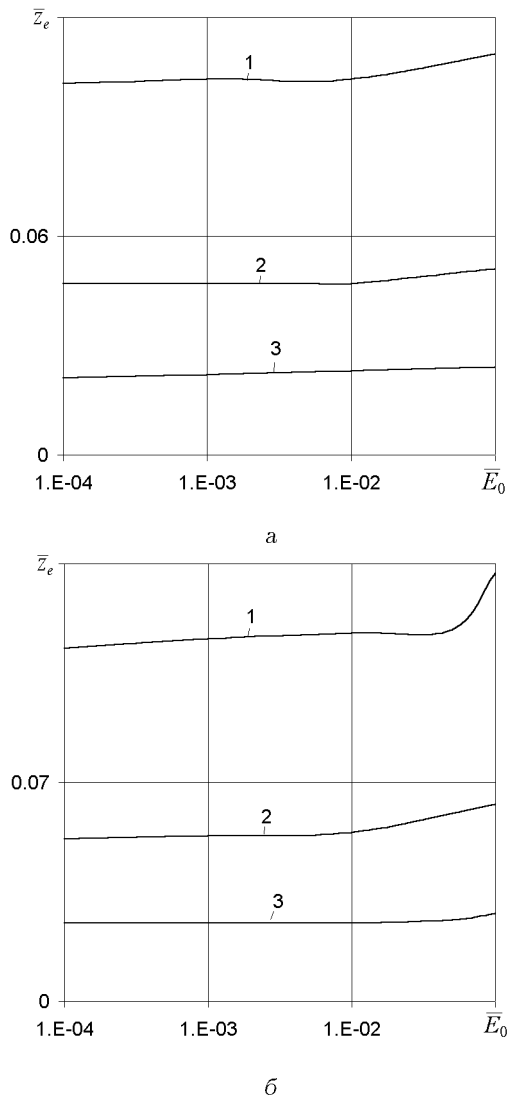


Рис. 2. Зависимость относительной мощности иссушаемого слоя  $\bar{z}_e$  от интенсивности  $\bar{E}_0$ :  
 а - почва I; б - почва II;  
 1 -  $\Delta \bar{E}_0 = 0.2$ ; 2 -  $\Delta \bar{E}_0 = 0.1$ ; 3 -  $\Delta \bar{E}_0 = 0.05$

Для почвы I значения  $\beta_e, \beta_{e0}$  при  $z_T \geq z_h$  приближенно вычислялись следующим образом ( $z \leq z_h$ ):

$$\beta_e = \frac{z_T - z_h}{r_{T1} + r_{T2} e^{r_{T3} \theta_s}} + \quad (48)$$

$$+ \int_{-z_h}^z \frac{d\xi}{-z_h r_{T1} + r_{T2} \exp \left\{ 0.307 r_{T3} \left[ \frac{2z_h}{\pi} \operatorname{tg} \frac{\pi(\xi + z_h)}{2z_h} \right]^{-0.2} \right\}}$$

Графики функции  $\beta_e(z)$  для данной почвы при  $z_T = 2$  м приведены на рис. 3. Значения  $\beta_{e0}$  для  $z_h = 0,5; 1$  и  $2$  м равны  $2,865; 2,154$  и  $1,88$

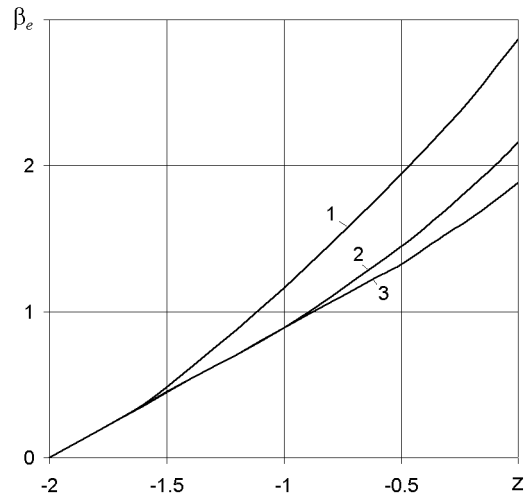


Рис. 3. Графики функции  $\beta_e(z)$  для почвы I:  
 1 -  $z_h = 2$  м; 2 -  $z_h = 1$  м; 3 -  $z_h = 0.5$  м

$\text{м}^2 \cdot \text{с} \cdot \text{К} / \text{Дж}$  соответственно. Различия между  $\beta_e$  для данных  $z_h$  возрастают с увеличением  $z$  и при  $z = 0$  достигают  $24,8\%$  (сопоставление  $\beta_e$  при  $z_h = 2$  и  $1$  м) и  $34,3\%$  (при  $z_h = 2$  и  $0,5$  м). Для почв I–V кривые  $\beta_e(z)$  при  $z = 2$  м представлены на рис. 4. Существенно меньшие значения  $\beta_e$  (по сравнению с почвой I) объясняются большей теплопроводностью указанных почв. Значения  $\beta_{e0}$  для них составляют  $1,246; 1,435; 1,026$  и  $1,16 \text{ м}^2 \cdot \text{с} \cdot \text{К} / \text{Дж}$ . В целом, особенно если судить по рис. 4, разброс значений  $\beta_0$  для различных почв и одинаковых  $z_h$  относительно небольшой, и его изменение с высотой носит почти линейный характер. Значение  $\lambda_{1e}$  принималось равным  $0,4 \text{ Дж} / \text{м} \cdot \text{с} \cdot \text{К}$ , исходя из анализа фактического распределения влаги в зоне аэрации, а также зависимости (46).

Используя приведенные выше исходные данные, были рассчитаны мощность  $\bar{z}_e$ , температура  $T_e$  и интенсивность притока жидкой влаги к поверхности почвы, отнесенная к максимальной интенсивности  $E_{om}$  испарения (при отсутствии лимитирования процесса водно-физическими свойствами почв),  $\bar{E}_{wo}$  при изменении  $\bar{E}_0$  практически до  $\bar{E}_{om}$  (для заданной обстановки  $\bar{E}_{om} = 0,0625$ ). Данные вычислений, представленные на рис. 5, свидетельствуют, во-первых, о резком возрастании мощности  $\bar{z}_e$  в области очень низких значений  $\bar{E}_0$  и ее стремлении к 0 (достигается при  $\bar{E}_0 = \bar{E}_{om}$ ) по линейному закону при интенсивном испарении, во-вторых, о линейном характере изменения параметра  $T_e$  во всем рассматриваемом диапазоне значений  $\bar{E}_0$ , в-третьих, о существенном вкладе испарения жидкой влаги с поверхности почвы в общий поток влаги в атмосферу только при больших

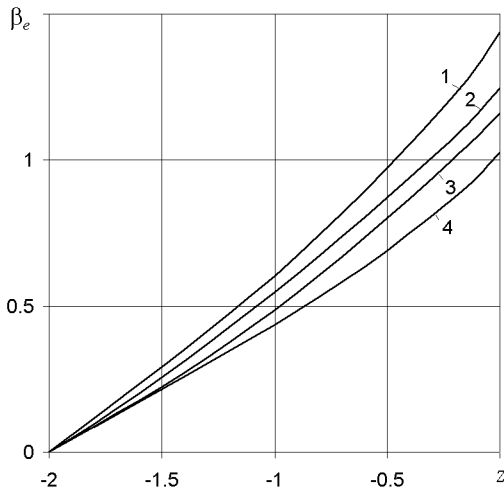


Рис. 4. Графики функции  $\beta_e(z)$  при  $z_h = 2$  м: 1 – почва III; 2 – почва II; 3 – почва V; 4 – почва IV

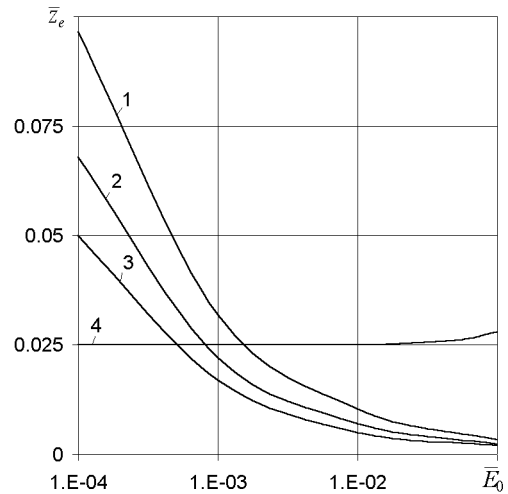


Рис. 6. Зависимость относительной мощности просыхающего слоя  $\bar{z}_e$  от интенсивности  $\bar{E}_0$  при фиксированных  $T_e$ :  
1 –  $T_e = 303^\circ K$ ; 2 –  $T_e = 293^\circ K$ ; 3 –  $T_e = 283^\circ K$ ;  
4 –  $\Delta \bar{E}_0 = 0.05$

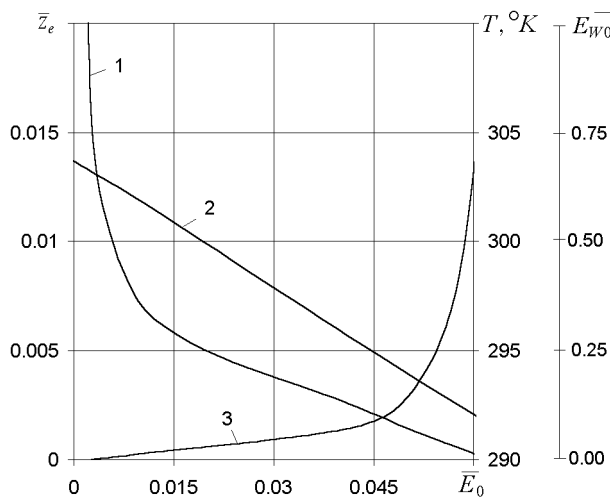


Рис. 5. Графики зависимостей  $\bar{z}_e(\bar{E}_0)$  (1);  $T_e(\bar{E}_0)$  (2);  $\bar{E}_{w0}(\bar{E}_0)$  (3)

значениях  $\bar{E}_0$  (более 0,045) и, наоборот, основном вкладе внутрпочвенного испарения и потока пара при меньшей интенсивности.

Для оценки погрешности  $\Delta \bar{E}_0$  на второй стадии согласно формулы (47) удобно использовать максимально возможную (предельную) мощность просыхающего слоя, которая определяется исходя из выражения (28) при  $\psi = \psi_d$ ,  $z = 0$  и будет

$$z_e = \frac{\int_{\psi_e}^{\psi_d} K(\xi) d\xi + \alpha \rho G q_e \left( e^{-\frac{Mg}{RT_e} \psi_e} - e^{-\frac{Mg}{RT_0} \psi_d} \right)}{E_0} \quad (49)$$

Из рассматриваемых почв наибольшая величина  $z_e$  имеет место в случае почвы I, для кото-

рой коэффициент  $K$  имеет бóльшие значения при  $\psi \geq \psi_e$ . Поэтому своего рода мажоранта для возможных  $z_e$  в минеральных почвах вычисляется по формуле

$$z_e = \frac{a_k + \alpha \rho G q_e \psi_e e^{-\frac{Mg}{RT_e} \psi_e}}{\psi_e E_0} \quad (50)$$

Более четко по сравнению с предыдущим примером (рис. 5) прослеживается влияние  $T_e$  на мощность  $z_e$  благодаря результатам расчета  $\bar{z}_e(\bar{E}_0, T_e)$ , выполненным для почвы I при трех характерных значениях  $T_e$  - 283, 293 и 303 K и показанных на рис. 6. Для наглядности здесь также дана кривая  $\bar{z}_e(\bar{E}_0)$ , характеризующая соотношение между  $\bar{z}_e$  и  $\bar{E}_0$ , при котором ошибка  $\Delta \bar{E}_0$  вследствие пренебрежения просыхающим слоем (принятия на поверхности почвы граничного условия первого рода) составляет 5%. Из рис. 6 следует, что  $T_e$  в целом оказывает незначительное влияние на  $z_e$ , а игнорирование просыхающего слоя может заметно влиять на точность расчетов только при очень низких  $\bar{E}_0 \sim (10^{-4} - 10^{-3})$ . Наибольшая влагопроводность почвы I среди исследуемых почв при пониженном влагосодержании в ней дает основание распространить полученную оценку на другие разновидности минеральных почв.

Значимость метеоусловий и некоторых особенностей формирования почвенных режимов для процесса испарения почвенной влаги оценивалась на основе специального анализа вариабельности мощности  $z_e$ . Чувствительность относительной

мощности  $z_e$  по отношению к метеопараметрам  $S = R_n, D, d_0, T_a - T_s$  иллюстрируется данными расчетов  $z_e(S)$  при изменении  $S$  до двух раз, приведенными на рис. 7. Особенно значительным здесь оказывается влияние радиационного фактора (увеличение  $R_n$  на 25% приводит при  $z_h = 0,5$  к росту  $\bar{z}_e$  на 70%). В противоположность этому даже двукратное увеличение  $T_a - T_s$  и  $D$  не способствует сколько-нибудь заметному росту  $\bar{z}_e$ . В целом сопоставительный анализ данных (рис. 2 и 7) подтверждает известный вывод о слабом влиянии метеоусловий на физическое испарение для второй и третьей стадий. Отчасти погрешность в расчетах водно- и теплофизических характеристик, величины  $\bar{z}_e$  связана с некоторым произволом при выборе исходных значений физических параметров  $\rho, G, L, c_p$ , которые, строго говоря, являются функциями от температуры среды. Так как распределение температуры в системе почва-атмосфера устанавливается уже в ходе решения математической задачи, то принимались ориентировочные значения упомянутых параметров (при  $T = 293\text{K}$ ). В экстремальных условиях, однако, возможно существенное отклонение  $T$  от нормальной, что обуславливает определенные изменения, в том числе и указанных физических параметров. Принимая прирост температуры  $\Delta T = 20\text{K}$ , были выполнены расчеты  $\bar{z}_e$  при их скорректированных по фактической температуре значениях. Результаты вычислений  $\Delta \bar{z}_e$  для  $\rho, G$  при  $\bar{E}_0$ , меняющемся от 0 до 0,05, показаны на рис. 8 и свидетельствуют о слабом влиянии данных параметров на  $\Delta \bar{z}_e$  и тем более на  $\bar{E}_0$ . Параметры  $L, c_p$  в еще меньшей степени влияют на  $\bar{z}_e$  (менее 1%). Поэтому при вычислении  $\bar{E}_0$  достаточно воспользоваться значениями  $\rho, G, L, c_p$ , например, при  $T = T_a$ . Также на рис. 8 изображена кривая (1), благодаря которой можно оценить погрешность при определении  $\bar{z}_e$  и  $\bar{E}_0$  вследствие принятия для  $q_e$  двухчленной аппроксимации (14). Соответствующая ошибка  $\Delta \bar{z}_e$  находилась путем сравнения значений  $\bar{z}_e$ , рассчитанных при двух- и трехчленных аппроксимациях (последняя в силу почти полного соответствия точной зависимости  $q_e(T)$  принимается в качестве эталонной). Видно, что она не превышает 35% и быстро убывает с ростом  $\bar{E}_0$ . Таким образом, судя по рис. 8, использование более простой аппроксимации (14) при вычислении именно  $E_0$  вполне оправдано. Наконец, формально оценивалось влияние параметра  $\beta_e$  на мощность  $\bar{z}_e$  путем сопоставления величины  $\bar{z}_e(\bar{E}_0)$ , рассчитанной для почвы I при крайних значениях  $\beta_{e0} 2,865$  и  $1,88 \frac{\text{м}^2 \cdot \text{с} \cdot \text{К}}{\text{Дж}}$ , соответствующих  $z_h = 2$  и  $0,5$  м (рис.

8, кривая 4). Различия в  $\bar{z}_e$  не превышали 5%, что свидетельствует о слабом влиянии  $\beta_e$  и в практических расчетах можно ограничиться его ориентировочным значением.

Существенные прогрев или охлаждение почвы ведут к соответствующему изменению вязкости влаги и, как следствие этого, коэффициента влагопроводности. Указанные изменения в наибольшей степени проявляются именно в верхней части общего почвенного слоя, от которой главным образом и зависит формирование потока влаги к области испарения. На практике коэффициент  $K$  определяется в результате организации и проведения трудоемких экспериментов в специальных (лабораторных) условиях, которые часто значительно отличаются от натуральных. В итоге температурный фактор может активно влиять на процесс испарения с поверхности почвы через важнейшую гидрофизическую характеристику –  $K(\psi)$ . Для оценки такого влияния здесь использован подход, предложенный в работах [29, 30] и опирающийся на установленный экспериментальным путем факт о согласованном изменении коэффициента  $K$  и динамической вязкости  $\mu$ . В частности, уменьшение коэффициента  $\mu$  от эталонного значения  $\mu^0$  до некоторого текущего, обусловленное повышением температуры почвенной среды в пределах от  $T^0$  до  $T$ , вызывает также увеличение коэффициента  $K$ , причем

$$\frac{K(T)}{K(T^0)} = \frac{\mu^0}{\mu}. \quad (51)$$

Таким образом, физически более обоснованная величина  $K$ , которая отражает особенности влагопроводности почвы уже при реальных распределениях в почве и влаги, и температуры, используемая при анализе влияния теплового режима почвы на физическое испарение, вычисляется следующим образом:

$$K = K(T^0) \frac{\mu^0}{\mu}. \quad (52)$$

Величину  $\mu$  в пределах изменения  $T$  от 283 до 303 К можно аппроксимировать зависимостью

$$\mu = -0.0254T + 8.482. \quad (53)$$

Наконец, уточненная благодаря учету зависимости  $K$  от  $T$  величина  $E_0$  рассчитывалась в результате решения уравнения

$$\frac{K^0 \mu^0}{\mu(T_2)} \left( \frac{d\psi}{dz} - 1 \right) = E_0 \quad (54)$$

при условиях:  $z = -z_h, \psi = 0; z = 0, \psi = \psi_e$ , где  $K^0 = K(T^0)$ ,  $\mu(T_2)$  определялась по формуле (53), а  $T_2$  по (36).

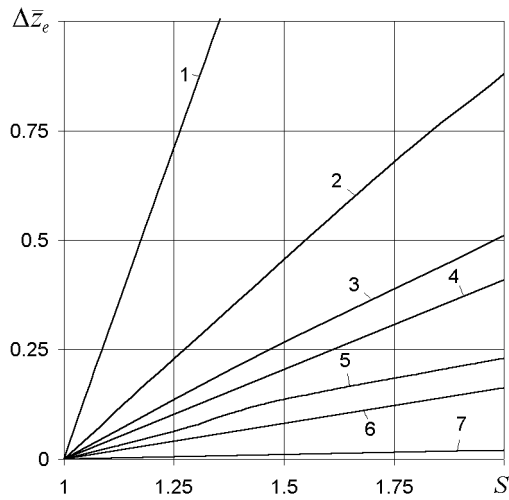


Рис. 7. Относительное изменение мощности иссушаемого слоя  $\Delta \bar{z}_e$  в зависимости от метеопараметров  $S = R_n; D; d_0; T_a - T_s$ : 1, 3, 5, 7 – при  $z_h = 0.5$ ; 2, 4, 6 – при  $z_h = 2.0$ ; 1, 2 –  $R_n$ ; 3, 6 –  $d_0$ ; 4, 5 –  $D$ ; 7 –  $T_a - T_s$

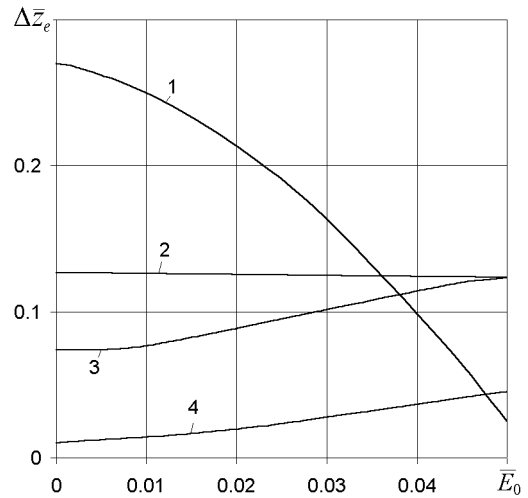


Рис. 8. Относительное изменение  $\Delta \bar{z}_e$  в зависимости от интенсивности  $\bar{E}_0$ : 1 –  $q_e(T)$  по формуле (14); 2 –  $G(T)$ ; 3 –  $\rho(T)$

Результаты расчетов относительной величины  $\Delta \bar{E}_0 = \frac{\bar{E}_0 - \bar{E}_{0*}}{\bar{E}_{0*}}$  ( $\bar{E}_{0*}$  – значение  $\bar{E}_0$  при  $\mu = \mu^o$ ) при изменении характерной температуры  $T^o$  в пределах от 283 до 293 K и глубинах залегания УГВ  $z_h = 0.5$ ; 1 и 2 м для почв I и IV представлены на рис. 9. В качестве  $K(\psi, T^o)$  использованы принятые выше аппроксимационные выражения (30), (45). Поведение кривых  $\Delta \bar{E}_0(T^o)$  для всех рассмотренных почв имеет сходный характер. Особенно ощутимо влияние температурного фактора на процесс испарения при меньших значениях  $T^o$  и более низком стоянии грунтовых вод. Так, в случае  $T^o = 283$  K и  $z_h = 1$  м отклонение  $\bar{E}_0$  от  $\bar{E}_{0*}$ , обусловленное ее неравномерным прогревом (охлаждением), для почвы I достигло 43.7%, а для почвы IV составило 33.2%. Наоборот, при близком к поверхности почвы залегании грунтовых вод отмеченное влияние существенно ослабевает, а при  $T^o = 293$  K им вообще можно пренебрегать. Отсюда следует вывод о целесообразности для оценки непродуктивного физического испарения экспериментального определения характеристики  $K(\psi)$  при температуре почвы, соответствующей фактической (преимущественно наблюдаемой на объекте исследований)  $T_0$ .

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Стационарные модели влаго- и теплопереноса в системе почва–поверхностный слой атмосферы в

целом правильно отражают особенности протекания физических процессов здесь при стабильных метеоусловиях. Они являются эффективным инструментом исследования закономерностей формирования водного и теплового режимов в указанной системе, позволяя надежно оценивать интенсивность испарения влаги с оголенной почвы  $E_0$  на второй и третьей стадиях, анализировать значимость исходных параметров, характеризующих физическое состояние данной системы, влаго- и теплообмен между почвой и атмосферой. С целью расширения области применения результатов проведенного теоретического анализа привлекались многочисленные данные измерений гидро- и теплофизических характеристик для основных типов минеральных почв: чернозема, суглинистой, супесчаной и песчаной (характерны для Украины и других стран ближнего и дальнего зарубежья).

Определяющее значение для испарения с поверхности оголенной почвы ее водно-физических свойств позволяет в первом приближении рассматривать влагоперенос в почве при усредненных теплофизических условиях и параметрах, значения которых достаточно выбрать исходя из характерной для исследуемого объекта температуры. Несущественное уточнение величины  $E_0$  и других характеристик состояния почвы возможно после корректировки модельных параметров с использованием рассчитанных водного и температурного режимов. Влияние природных (метеорологических и почвенных) условий на процесс испарения для второй и третьей стадий анализировалось на основе зависимостей мощности иссушаемого слоя

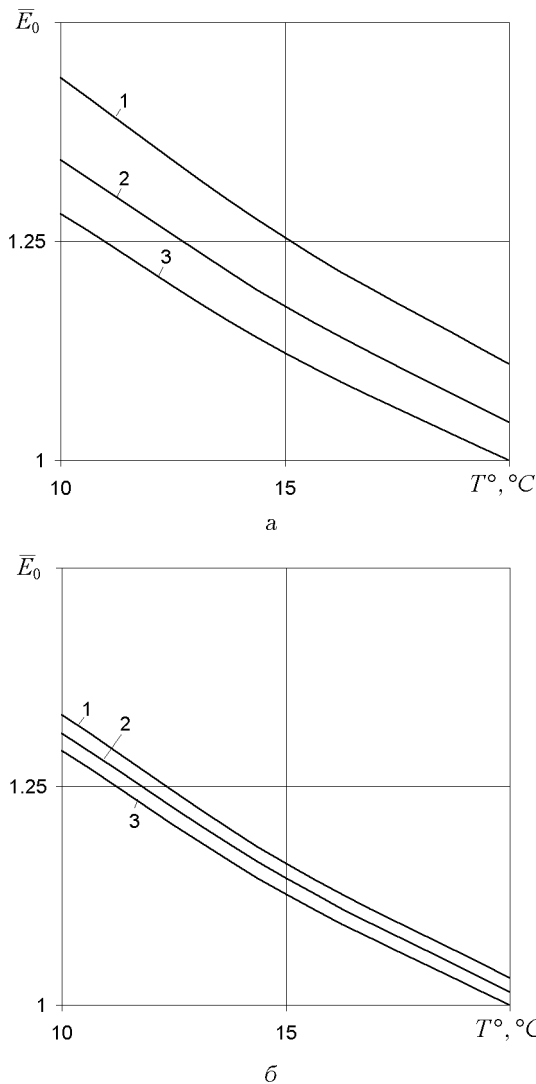


Рис. 9. Относительное изменение  $\Delta \bar{E}_0$  в зависимости от  $T^\circ$ :  
 а - почва I; б - почва IV  
 1 -  $z_h = 1$  м; 2 -  $z_h = 2$  м; 3 -  $z_h = 0.5$  м

$z_e$  от важнейших физических параметров. Изменение метеоэлементов на указанных стадиях за исключением радиационного фактора отражалось на величине  $z_e$  в незначительной степени и практически не влияло на интенсивность  $E_0$ . Широко используемое при теоретическом изучении процессов влаго- и теплопереноса в сопредельных воздушной и почвенной средах приближенное описание зависимости между насыщенной влажностью и температурой воздуха с помощью двухчленного выражения является правомочным и при существенном (до 20 градусов) изменении  $T$  среды в пределах данной системы.

Анализ погрешности при расчетах величины

$E_0$ , обусловленной пренебрежением иссушаемого слоя, свидетельствует в пользу принятия для второй стадии постоянного всасывающего давления  $\psi_e$  на верхней границе потока почвенной влаги (поверхности почвы). Значение  $\psi_e$  выбиралось исходя из основного термодинамического соотношения как характеристика перехода от однофазного к двухфазному течению почвенной влаги. В итоге принято  $\psi_e = 142$  м в.ст., что приблизительно соответствует характерным почвенным константам – давлению и влажности завядания.

1. Будаговский А. И. Испарение почвенных вод / Физика почвенных вод.– М.: Наука, 1980.– 13–95 с.
2. Пенман Х. Л. Растения и влага.– Л.: Гидрометеопиздат, 1968.– 162 с.
3. Katul G. G., Parlange M. B. A Penman - Brutsaert model for wet surface evaporation // Water Resour. Res.– 1992.– 28.– P. 121–126.
4. Поляков В. Л. Моделирование испарения с оголенной почвы. 1. Первая стадия // Прикл. гидромеханика.– 2001.– 3(75), N 4.– С. 28–37.
5. Будаговский А. И. Испарение воды оголенной почвой // Вод. ресурсы.– 1998.– 25, N 3.– С. 304–311.
6. Idso S. B., Reginato R. J., Jackson R. D., Kimball B. A., Nakayama F. S. The three stages of drying of a field soil // Soil Sci. Soc. Am. Proc.– 1974.– 38.– P. 831–837.
7. Зеличенко Е. Н., Соколенко Э. А. Математическое моделирование процесса испарения влаги из почвы // Биолог. науки.– 1988.– N 12.– С. 11–18.
8. Трубочева Т. А., Нерпин С. В., Рымшин О. В. Теория и математическое моделирование процессов испарения и конденсации влаги в почве // Почвоведение.– 1988.– N 5.– С. 42–51.
9. Chanzy A, Bruckler Z. Significance of soil surface moisture with respect to daily bare soil evaporation // Water Resour. Res.– 1993.– 29.– P. 1113–1125.
10. Previot Z., Bernard R., Faconet O., Vidal-Madjar Evaporation from a bare soil evaluated using a soil water transfer model and remotely sensed surface soil moisture data // Water Resour. Res.– 1984.– 20.– P. 311–316.
11. Reynolds W. D., Wacker G. K. Development and validation of a numerical model simulating evaporation from short cores // Soil Sci. Soc. Am. J.– 1984.– 48.– P. 960–969.
12. Новак В. Движение воды в почве при испарении / Физика почвенных вод.– М.: Наука, 1981.– С. 160–181.
13. Най П., Тинкер П. Движение растворов в системе почва - растение.– М.: Колос, 1980.– 368 с.
14. Kreamer D. K., Weeks E. P., Thompson G. M. A field technique to measure the tortuosity and sorption-affected porosity for gaseous diffusion of materials in the unsaturated zone with experimental results // Water Resour. Res.– 1988.– 24.– P. 331–341.

15. Millington R. J., Quirk J. D. Permeability of porous solids // *Frans. Faraday Soc.*– 1961.– **57**.– P. 1200–1207.
16. Нершин С. В., Хлопотенков Е. Д., Кузнецов М. Я., Трубочева Г. А. Использование численных методов расчета на ЭВМ водного режима почв в исследованиях по программированию урожаев.– Л.: АФИ, 1981.– 70 с.
17. Zaitberte G. E., Brooks R. H., Corey A. F. Properties of unsaturated porous media // *J Irrig and Drainage Div. ASCE.*– 1968.– **94**.– P. 57–75.
18. Калужный А. Л., Павлова К. К., Лавров С. А. Гидрофизические исследования при мелиорации переувлажненных земель.– Л.: Гидрометеиздат, 1988.– 260 с.
19. Rossi C., Nimmo J. R. Modeling of soil water retention from saturation to oven dryness // *Water Resour. Res.*– 1994.– **30**.– P. 701–708.
20. Campbell G. S. A simple method for determining unsaturated conductivity from moisture retention data // *Soil Sci.*– 1974.– **117**.– P. 311–314.
21. Setiawan B. J., Nakano M. On the determination of the unsaturated hydraulic conductivity of unsaturated porous media // *Water Resour. Res.*– 1976.– **12**.– P. 513–522.
22. Mualem Y. A. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media // *Water Resour. Res.*– 1976.– **12**.– P. 513–522.
23. Козловский В. М., Иванова Р. Ф., Зайцев В. В. О роли влажности в теплопроводности почв // *Почвоведение.*– 1995.– N 11.– С. 1390–1396.
24. Куртнер Д. А., Усков И. Б. Климатические факторы и тепловой режим в закрытом и защищенном грунте.– Л.: Гидрометеиздат, 1982.– 230 с.
25. De Vries D. A. Thermal properties of soils // *Physics of plant environment* // W. R. van Wijk, North Holland Pub. Co.– 1963.– Amsterdam.– P. 210–235.
26. Kimball B. A., Jackson R. D., Reginato R. J., Nakayama F. S., Adso S. B. Comparison of field-measured and calculated soil-heat fluxes // *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*– 1976.– **40**.– P. 18–25.
27. Moench A. F., Evans D. D. Thermal conductivity and diffusivity of soil using a cylindrical heat source // *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*– 1970.– **34**, N 2.– P. 377–381.
28. Gardner W. R. Some steady-state solutions of the unsaturated moisture flow equation with application to evaporation from a water table // *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*– 1958.– **85**.– P. 228–232.
29. Глобус А. М. Почвенно-гидрофизическое обеспечение агроэкологических математических моделей.– Л.: Гидрометеиздат, 1987.– 427 с.
30. Ronan A. D., Prudic D. E., Thodal C. E., Constantz J. Field study and simulation of diurnal temperature effects on infiltration and variably saturated flow beneath an ephemeral stream // *Water Resour. Res.*– 1998.– **34**.– P. 2137–2153.