УДК 556.55(556.13+556.142)

ОБОСНОВАНИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТЕЙ ФАЗОВОГО ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ЖИДКОЙ И ПАРООБРАЗНОЙ ВЛАГИ В СИСТЕМЕ «ГРУНТ–ВОЗДУХ–ВОДОЕМ»

А.Б. Ситников[1], В.А. Ситникова[2]

[1] *Институт геологических наук НАН Украины, Киев, Украина,* E-mail: geoj@bigmir.net
Доктор геолого-минералогических наук, профессор, заведующий лабораторией техногенной гидрогеологии.

[2] *Институт геологических наук НАН Украины, Киев,* E-mail: geoj@bigmir.net
Младший научный сотрудник отдела инженерной геологии.

В связи с недостаточной освещенностью теоретического осмысления закономерностей фазового преобразования, в частности жидкой и парообразной влаги в системе «грунт–воздух–водоем», мы попытались решить этот проблемный вопрос с учетом принимаемых изначальных предпосылок и допущений. Рассмотрены закономерности испарения (конденсации) с поверхности гомогенных пресных и соленых водоемов, насыщенно-ненасыщенных подземным жидким раствором гетерогенных пористо-трещиноватых грунтов, а также особенности разнофазового влагопереноса в ненасыщенных грунтах и фазового перехода в воздухе.
Ключевые слова: жидкая и парообразная влага, воздух, скорость, водоем, грунт, испарение, конденсация.

THE SUBSTANTIATION FOR THE REGULARITIES OF PHASE TRANSFORMATION OF LIQUID AND VAPOROUS MOISTUREIN “SOIL–AIR–WATER BODY” SYSTEM

A.B. Sitnikov[1], V.A. Sitnikova[2]

[1] *Institute of Geological Sciences of NAS of Ukraine, Kiev, Ukraine,* E-mail: geoj@bigmir.net
Doctor of geological-mineralogical sciences, professor, chief of technogenic hydrogeology laboratory.

[2] *Institute of Geological Sciences of NAS of Ukraine, Kiev, Ukraine,* E-mail: geoj@bigmir.net
Junior research scientist of the engineering geology department.

Since the regularities of phase transformation, in particular, liquid and vaporous moisture in the “soil–air–water body” system are poorly elucidated, we tried to solve this challenge taking into account the given initial prerequisites and assumptions. The patterns of evaporation (condensation) from the surface of homogenous fresh and saline water bodies and heterogeneous porous-fissured soils saturated-unsaturated by underground liquid solution as well as the features of equiphase moisture transfer in unsaturated soils and phase transition in air are considered.
Key words: liquid and vaporous moisture, air rate, water body, soil, evaporation, condensation.

ОБГРУНТУВАННЯ ЗАКОНОМІРНОСТЕЙ ФАЗОВОГО ПЕРЕТВОРЕННЯ РІДКОЇ ТА ПАРОПОДІБНОЇ ВОЛОГИ В СИСТЕМІ «ГРУНТ–ПОВІТРЯ–ВОДОЙМА»

А.Б. Ситніков[1], В.А. Ситнікова[2]

[1] *Інститут геологічних наук НАН України, Київ, Україна,* E-mail: geoj@bigmir.net
Доктор геолого-мінералогічних наук, професор, завідувач лабораторії техногенної гідрогеології.

[2] *Інститут геологічних наук НАН України, Київ, Україна,* E-mail: geoj@bigmir.net
Молодший науковий співробітник відділу інженерної геології.

У зв'язку з недостатнім висвітленням теоретичного осмислення закономірностей фазового перетворення, зокрема рідкої та пароподібної вологи в системі «грунт–повітря–водойма», ми спробували вирішити це проблемне питання з урахуванням прийнятих первинних передумов і допущень. Розглянуті закономірності випаровування (конденсації) з поверхні гомогенних прісних і солоних водойм, насичено-ненасичених підземним рідким розчином гетерогенних пористо-тріщинуватих грунтів, а також особливості різнофазового вологопереносу в ненасичених грунтах і фазового переходу в повітрі.

Ключові слова: рідка та пароподібна волога, повітря, швидкість, водойма, грунт, випаровування, конденсація.

Прежде чем приступить к сути рассматриваемого проблемного вопроса, отметим некоторые важные изначальные предпосылки. Так, основой дальнейших предлагаемых механизмов испарения (конденсации), точнее, скоростей этих фазовых преобразований, служат так называемые движущие силы, равные: $\mathrm{grad}\ p + g\rho$, где p – давление, Па; ρ – плотность веществ, кг/м^3; g – ускорение свободного падения, м/с^2. Указанные движущие силы действительны для всех веществ, особенно жидких и парообразных, гомогенных жидких растворов и газовых смесей, а также их отдельных «к»-компонент [Ситников, 2010].

Учет гомогенности растворов и «к»-х компонент в них удается осуществить из представления о так называемых давлениях отдельных растворенных веществ и давлении всего раствора (смеси). Для воды в жидком растворе: $(p_{H_2O})_p = p_{атм} + p_{хем} + p_{вс} + \sum_i p_i$, где $\sum_i p_i$ – разного генезиса давления, теоретически взаимно скомпенсированные и не имеющие существенного значения, Па.

Давление всего жидкого водного раствора будет $p_p = p_{атм} + p_{вс} + \sum_i p_i$, а $p_{возд} = p_{атм}$.

Приведенные обозначения отражают давление (p), которое в соответствии с индексами в правом нижнем углу указывают на генезис. Так, H_2O – чистая дистиллированная вода, $(H_2O)_p$ – вода в жидком водном растворе, возд – давление воздуха, атм – атмосферное давление, хем – хемоосмотическое давление по Вант-Гоффу, т. е. воздействующее со стороны растворенных «к»-компонент и скомпенсированное водой, вс – всасывающее давление, капиллярно-менисковые силы I рода (отрицательные в гидрофильных средах из-за вогнутого мениска), п – парообразная влага, i – различный генезис, имеющий второстепенное значение [Ситников, 2010].

Предполагается, что парообразная влага атмосферного воздуха подчиняется закону идеального газа Менделеева-Клапейрона: $p_п = \frac{\rho_п \cdot RT}{M_{H_2O}}$ (реальность газа может учитываться поправкой Ван-дер-Ваальса) [Физический… ,1984].

Указанные движущие силы получены на основании всеобщих детерминированных (со 100%-ной вероятностью) законов непрерывности (сохранения массы) веществ и количества движения (импульса сил), по сути отражающего сумму всех движущих сил. Эти всеобщие уравнения предусматривают наличие реальных элементарных объемов (времен), в пределах которых определяемые свойства усреднены (одинаковы), однако заведомо обеспечивают непрерывность среды, а не ее дискретность. Достоверность их размеров, точнее, детерминизм, зависит от количества элементарных частиц, определяющих оценивающие свойства, обычно свыше 10^4-10^{10} [Ситников, 2010; Физический..., 1984].

Рекомендуемые нами движущие силы, по сути, равны так называемым силам внутреннего трения, которые являются первоначальными и направлены вдоль движения реальных веществ. Для исследуемых процессов предложенные движущие силы заведомо превалируют по сравнению с другими потенциально возможными, например отражающими пространственно-временную инерционность и др. [Ситников, 2010; Физический..., 1984]. Предыдущие утверждения несомненно достоверны для специфических условий пещерного комплекса Киево-Печерской Лавры, где изменение температуры 5÷30 °С обеспечивает отсутствие влияния аномальных плотностей жидкой воды, имеется лишь жидкая и парообразная влага (нет твердой фазы льда), минерализация грунтовой поровой влаги достигает 4,0 кг/м³ и, в частности, определяет небольшие значения хемоосмотического давления, а скорости движения воздуха не вызывают серьезной турбулентности.

Согласно закону Рауля [Ситников, 2010; Физический..., 1984]:

$$\frac{p_п}{(p_п)_o} = \frac{\rho_п}{(\rho_п)_o} = \varphi_п = \chi_{H_2O} = \frac{\dfrac{\gamma_{H_2O}(\rho_{H_2O})_p}{M_{H_2O}}}{\dfrac{\gamma_{H_2O}(\rho_{H_2O})_p}{M_{H_2O}} + \dfrac{\sum_{i=1}^{N-1}(\rho_к)_i \cdot \gamma_к}{M_к}}, \quad \chi_{H_2O} = 1 - \chi_к,$$

где $\varphi_п$ – относительная влажность воздуха, б/р; χ_{H_2O} – мольная доля воды в жидком растворе; χ_K – мольная доля растворенных веществ; $((p_п)_o$, $(\rho_п)_o$ – давление и плотность насыщенной парообразной влаги при известных температуре и атмосферном давлении, Па; γ_{H_2O} – коэффициент активности веществ в разбавленных водных растворах, равный единице; M_{H_2O} – молярная масса воды, кг/моль; $(\rho_{H_2O})_p$, ρ_p – плотность жидкой воды в растворе и плотность подземного жидкого раствора в грунте, кг/м³.

Обратим внимание, что согласно [Таблицы..., 1976]: $(\rho_{H_2O})_p = \rho_p - \sum_к^{N-1}(\rho_к)_p = \xi\big|_T \cdot \rho^0_{H_2O} - \sum_к^{N-1}(\rho_к)_p$, $\xi\big|_T = \dfrac{\rho_p\big|_T}{\rho^0_{H_2O}}$ – табличное значение, где $\rho^0_{H_2O}$ – стандартная плотность, равная 1000 кг/м³ (3,98 °С).

Для оценки хемоосмотического давления жидкого водного раствора рекомендуется применить формулы [Ситников, 2010; Физический..., 1984]: $p_{хем} = -\sum_к^{N-1}\dfrac{(\rho_к)_p}{M_к} \cdot RT$, а также $p_{хем} = (\rho_{H_2O})_p \cdot \dfrac{RT}{M_{H_2O}} \ln \chi_{H_2O}$.

Для грунтов $p_{вс} = -\dfrac{2\sigma \cdot \cos\theta}{r_{эф}}$, а для вогнутой поверхности $\varphi_п = \dfrac{p_п}{(p_п)_0} = e^{\frac{2\sigma M_{H_2O}}{r_{эф}(\rho_{H_2O})_p RT}}$,

где σ – поверхностное натяжение, Н/м; $r_{эф} \approx r_{пор}$ – эффективный радиус грунтового капилляра, м; θ – угол смачивания практически равен нулю, град; $(p_П)_O$ – давление насыщенного пара при Т и $p^0_{атм}$, Па.

Термодинамическое равновесие соблюдается при равенстве химических потенциалов жидкой воды и парообразной влаги в воздухе, тем более при одинаковости температур на границе фаз, согласно [Физический..., 1984]:

$$\frac{dp_п}{\rho_п} = \frac{dp_{H_2O}}{\rho_{H_2O}} = \frac{d(p_{H_2O})_p}{(\rho_{H_2O})_p} = \frac{dp_p}{\rho_p}.$$

Теперь приступим к сути поставленного проблемного вопроса. Прежде всего нас интересуют закономерности фазового преобразования на границах «водоем–воздух», «грунт–воздух», а также внутри ненасыщенных гетерогенных грунтов и в атмосферном воздухе. Намечается использовать известные формулы термодинамического равновесия и законы переноса влаги в грунтах и воздухе [Ситников, 2010; Ситников, 2014 (а); Ситников, 2014 (б)]. $(\rho_{H_2O})_p$, учитывая, что ρ_{H_2O} и ρ_p при изменении соответствующих давлений практически не изменяются. Интегрируем ниже указанное равенство с учетом закона идеального газа для парообразной влаги:

$$\int\limits_{p^0_{атм}}^{p_p} \frac{dp_p}{\rho_p} = \int\limits_{p^0_{атм}}^{p_{H_2O}} \frac{dp_{H_2O}}{\rho_{H_2O}} = \int\limits_{p^0_{атм}}^{(p_{H_2O})_p} \frac{d(p_{H_2O})_p}{(\rho_{H_2O})_p} = \frac{RT}{M_{H_2O}} \int\limits_{(p_п)^*_0}^{p_п} \frac{dp_п}{p_п}.$$

Это значит, что $\dfrac{p_p - p^0_{атм}}{\rho_p} = \dfrac{p_{H_2O} - p^0_{атм}}{\rho_{H_2O}} =$

$= \dfrac{(p_{H_2O})_p - p^0_{атм}}{(\rho_{H_2O})_p} = \dfrac{RT}{M_{H_2O}} \cdot \ln \varphi_п$ (при допущении, что $p_{атм} = p^0_{атм}$).

Отсюда: $\dfrac{p_{вс}}{\rho_p} = \dfrac{p_{атм} - p^0_{атм}}{\rho_{H_2O}} = \dfrac{p_{хем} + p_{вс}}{(\rho_{H_2O})_p} = \dfrac{RT}{M_{H_2O}} \cdot \ln \varphi_п$.

Следовательно: $p_{вс} = \rho_p \dfrac{RT}{M_{H_2O}} \cdot \ln \varphi_п =$

$$= \frac{\rho_p \cdot RT}{M_{H_2O}} \cdot \ln \frac{p_п}{(p_п)_0};\; p_{атм} - p^0_{атм} = \rho_{H_2O} \frac{RT}{M_{H_2O}} \cdot \ln \varphi_п,$$

$$(p_{вс} + p_{хем}) = (\rho_{H_2O})_p \frac{RT}{M_{H_2O}} \cdot \ln \varphi^*_п =$$

$$= (\rho_{H_2O})_p \frac{RT}{T} \cdot \ln \frac{p^*_п}{(p^*_п)_0}.$$

Таким образом, в общем случае $\varphi^*_п = e^{\frac{(p_{вс} + p_{хем}) M_{H_2O}}{(\rho_{H_2O})_p RT}}$ учитывает равновесие 100%-но насыщенной парообразной влаги с водой в жидком соленом растворе с искривленной поверхностью (например, в гетерогенном грунте) при температуре (T, K) и стандартном атмосферном давлении; а в частном случае, когда $p_{вс} = 0$ (т.е. с учетом горизонтальной поверхности соленого водоема) – при температуре поверхности (T, K), стандартном атмосферном давлении и полном насыщении влагой.

Отметим, что если имеет место изменение атмосферного давления $p_{атм}$ по сравнению с $p^0_{атм}$ = 101325 Па, например, на $\pm p^0_{атм} \dfrac{40\,мм.\,рт.\,ст.}{760\,мм.\,рт.\,ст.} = \pm 5333\,Па$, то относительная влажность воздуха изменится при T = 273,15 K на $\pm \varphi_п = e^{\frac{\pm(p_{атм} - p^0_{атм}) \cdot M_{H_2O}}{\rho_{H_2O} \cdot RT}} \approx$

$$\approx \pm e^{(p_{атм} - p^0_{атм}) \cdot 0{,}793 \cdot 10^{-8}} = \pm e^{\pm 4{,}229 \cdot 10^{-5}} = \pm 4{,}23 \cdot 10^{-5},$$

чем можно пренебречь.

Важно обратить внимание, что приведенные равенства указывают на отсутствие фазовых преобразований, так как отражают термодинамическое равновесие. Именно их неравенства являются движущими силами испарения (конденсации) на границе разнофазных сред, что проявлено в законах влагопереноса [Ситников, 2014а; Ситников, 2014б], где положительное значение скорости испарения $\vartheta_{исп}$ указывает на испарение, а отрицательное – на конденсацию.

Теперь используем рекомендованный закон влагопереноса в воздухе в таком виде [Ситников, 2010; Ситников, 2014а; Ситников, 2014б]:

$$\rho_п \cdot \vartheta_п = -k_п (\mathrm{grad}\, p_п + g \cdot \rho_п),\quad k_п = \frac{D_п \cdot M_{H_2O}}{RT},$$

$$D_п = (D_п)_0 \cdot \left(\frac{T}{273{,}15}\right)^{\alpha},\quad \alpha = 1{,}75\text{–}2{,}1,$$

где $k_п$ – некоторый коэффициент, с; $D_п$ – коэффициент диффузии парообразной влаги при ее температуре (T, K), м²/с; $(D_п)_0$ – коэффициент диффузии при T = 273,15 K (0° C), м²/с; α – эмпирическая константа.

Обратим внимание, что указанный закон предусматривает наличие не усложненного прямолинейного ламинарного движения, в частности вертикального над водоемом или поверхностью грунта, при испарении из которых на межфазной границе создаются специфические условия среды, в том числе упругость максимально насыщенной влаги. Если $\mathrm{grad}\, p_п$ представить равным $\dfrac{dp_п}{d\ell}$, то указанная массовая скорость влагопереноса будет соответствовать:

$$\rho_п \cdot \vartheta_п = -k_п \left(\frac{dp_п}{d\ell} + g \cdot \rho_п\right).$$

Преобразовав последнее уравнение и проинтегрировав его в пределах от ℓ_0 с $(p_п)_0$ до ℓ с $p_п$ с учетом постоянства $k_п$, $\rho_п \cdot \vartheta_п$ и $g \cdot \rho_п$, $\rho_п \cdot \vartheta_п \int\limits_{\ell_0}^{\ell} d\ell = -k_п \int\limits_{(p_п)_0}^{p_п} dp_п - k_п \cdot g \cdot \rho_п \int\limits_{\ell_0}^{\ell} d\ell,$

получим: $\rho_п \cdot \vartheta_п = -\dfrac{k_п}{\ell - \ell_0}\left[p_п - (p_п)_0\right] - k_п \cdot \rho_п \cdot g.$

Эта формула позволяет рассчитать массовую скорость испарения.

Такой же результат можно получить, заменив исходное уравнение конечноразностным.

Несколько иной вид получим для линейной скорости влагопереноса. После некоторого преобразования исходного уравнения и интегрирования получим с учетом идеальной парообразной влаги и ее температуры $T_п$, точнее, воздуха:

$$\vartheta_п = -k_п \frac{\operatorname{grad} p_п}{\rho_п} - k_п \cdot g = -k_п \frac{RT}{M_{H_2O}} \cdot \frac{\operatorname{grad} p_п}{p_п} -$$

$$-k_п \cdot g = -D_п \frac{\operatorname{grad} p_п}{p_п} - k_п \cdot g = \frac{D_п}{d\ell} \cdot \frac{dp_п}{p_п} - k_п \cdot g;$$

$$\vartheta_п \int_{\ell_0}^{\ell} d\ell = -D_п \int_{(p_п)^*}^{p_п} \frac{dp_п}{p_п} - k_п \cdot g \int_{\ell_0}^{\ell} d\ell,$$

$$\vartheta_п = -\frac{D_п(\ln p_п - \ln p_п^*)}{\ell - \ell_0} - k_п \cdot g = -\frac{D_п \ln \dfrac{p_п}{p_п^*}}{\ell - \ell_0} - k_п \cdot g.$$

Тогда в общем случае при испарении из соленого водоема с вогнутой поверхностью и засоленного почвогрунта получим:

$$\rho_п \cdot \vartheta_п = -\frac{\rho_п D_п \ln \varphi_п^*}{\ell - \ell_0} - k_п \cdot g \cdot \rho_п,$$

$$\text{при } \rho_п = \frac{p_п M_{H_2O}}{RT}, \text{ т.е.}$$

$$\rho_п \cdot \vartheta_п = -\frac{k_п \cdot D_п \cdot p_п \cdot \ln \varphi_п^*}{\ell - \ell_0} - k_п \cdot g \frac{p_п \cdot M_{H_2O}}{RT},$$

где $\varphi_п^* = \dfrac{p_п}{(p_п)_0^*} = e^{\frac{(p_{dc} - p_{[tv)}) \cdot M_{H_2O}}{(\rho_{H_2O})_p \cdot RT}}$.

Так как $p_п = (p_п)_0 \cdot \varphi_п = (p_п)_0^* \cdot \varphi_п^*$, можно оценить $(p_п)_0^*\big|_{T_p} = (p_п)_0\big|_{T_p} \cdot \dfrac{\varphi_п}{\varphi_п^0}$, рассчитав $\varphi^*_П$ и определив $(p_П)_0$ (полное насыщение влагой воздуха) по известным табличным значениям [Гороновский и др., 1987; БСЭ, 1953] для конкретных $\varphi_П$ (относительной влажности), T_p (температура поверхности межфазной границы) и $T_П$ (температура воздуха).

Если наряду с концентрационной диффузией имеют значение термодиффузия и бародиффузия, то рекомендуем для расчета испарения (конденсации) трехчленное уравнение (формулу):

$$\rho_п \cdot \vartheta_п = -D_п \cdot \operatorname{grad} \rho_п - \frac{R}{M_{H_2O}} \cdot \rho_п \cdot \operatorname{grad} T - k_п \cdot g \cdot \rho_п,$$

точнее, проинтегрировав ее в определенных пределах, получим:

$$\vartheta_п = -\frac{D_п}{\ell_0 - \ell} \cdot \ln \frac{p_п}{(p_п)_0^*} - \frac{R}{M_{H_2O}} \cdot \frac{T_p - T_п}{\ell_0 - \ell} - k_п \cdot g.$$

Несомненно, при этом должны быть известны: $\varphi^*_П$, T_p, $T_П$, R = 8,3144 Дж/моль·К, M_{H_2O} = 18,0·10^{-3} кг/моль, $k_п = \dfrac{D_п \cdot M_{H_2O}}{RT_п}$, $(D_п)_0 = 0{,}205 \cdot 10^{-4}$ м^2/с, g = 9,81 м/с^2. Напомним, что для идеальной парообразной влаги $\rho_п = \dfrac{p_п \cdot M_{H_2O}}{RT}$, а $D_п = (D_п)_0 \cdot \left(\dfrac{T}{273{,}15}\right)^{\alpha}$, $\alpha = 1{,}75 - 2{,}1$, $\dfrac{p_п}{(p_п)^*} = \dfrac{\rho_п}{(\rho_п)^*}$.

Кстати, испарение, сопровождающееся понижением температуры, происходит, если скорость влагопереноса $\vartheta_П$ положительна. Отрицательное же ее значение указывает на движение парообразной влаги к поверхности водоема (грунта) и характеризует конденсацию, сопровождающуюся повышением температуры. При этом испарение и конденсация осуществляются при постоянстве температуры, а $\rho_p \cdot \vartheta_p = \rho_п \cdot \vartheta_п$.

Напомним, что в природных условиях влагоперенос воздуха вблизи межфазной границы (точнее, в пределах $\ell - \ell_0$) может быть усложнен из-за разных причин: ветра, пространственной диффузии, термодиффузии, незакономерного волнения поверхности водоема и др. Появление только турбулентности за счет конвективного характера движения приводит к резкому усложнению теоретически предполагаемого уравнения, описывающего этот влагоперенос, а значит, необходимости применения недостоверных параметров. Поэтому приходится отказываться от точного решения и обращаться к построению достаточно простых эмпирических формул, имеющих обычно следующий вид, основанный на известном законе Дальтона [Винников, Проскуряков, 1988; БСЭ, 1953]:

$$q_{исп} = (A + B\,\vartheta_{ветр})\left[(p_п)_0 - p_п\right],$$

где $q_{исп}$ – массовая скорость испарения, кг/м$^2\cdot$с; $(p_п)_0 - p_п$ – средний дефицит влажности воздуха, т.е. разность между давлением насыщенного пара при данной температуре и давлением пара над жидкостью в газовой среде в данный момент времени, Па; ϑ – средняя скорость ветра, м/с; А, В – эмпирические коэффициенты. Согласно [Винников, Проскуряков, 1988], известны многочисленные подобные эмпирические зависимости А.К. Константинова, А.Д. Браславского, В.Д. Зайкова и др., предполагающие измерение упругости пара на определенной высоте и учет скорости ветра.

Эмпирические зависимости обычно точны для тех термодинамических условий, при которых они были получены. Однако некоторые из них с практической точностью успешно внедряются. К такой, в частности, относится рекомендованная формула в [БСЭ, 1953] с показательным примером расчета:

$$H_{исп} = A\left[(p_п)_0 - p_п\right]\cdot B\cdot t,$$

где $H_{исп}$ – слой испарения в водной чаше за месяц, мм водян. сл.; $A = 11{,}6$ – эмпирический коэффициент, учитывающий удельную всасывающую атмосферы, мм/м$\delta\cdot$мес. (1 м/м$\delta\cdot$мес. = $4{,}473\cdot10^{-11}$ м^3/с$\cdot$Па); $(p_п)_0$ – максимальная упругость водяных паров при температуре поверхности воды, мб (1 мб = = 100 Па) (определяется по соответствующей таблице); $p_п = (p_п)_0\cdot\varphi_п$ – парциальное давление водяного пара в воздухе, мб; $B = 1 + 0{,}134\,\vartheta_{ветр}$ – эмпирический коэффициент, в том числе учитывающий роль ветра; $\vartheta_{ветр}$ – средняя скорость ветра за месяц, м/с; t – расчетное время испарения, мес. (1 мес. = $30\cdot86400$ с); φ_n – относительная влажность воздуха, доли единицы.

Эта формула рекомендуется для чистого спокойного водоема.

Попытаемся сравнить решение по этой эмпирической формуле с рекомендованными нами с целью оценки значения $\ell - \ell_0 = \int_{\ell_0}^{\ell} d\ell$, тем самым определив величину зоны усложненного влагопереноса. Для этого упростим его, исключив собственно ветровое влияние и представив с учетом используемых нами размерностей в виде:

$$\frac{H_{исп}}{t} = 4{,}473\cdot10^{-11}\cdot\left[(p_п)_0 - p_п\right].$$

Очевидно, что при $\frac{H_{исп}}{t} = \vartheta_{H_2O}$ справедливо равенство $\vartheta_{H_2O}\cdot\rho_{H_2O} = \rho_п\cdot\vartheta_п$, так как $m_п = m_{H_2O}$. Значит $\frac{H_{исп}}{t}\cdot S\cdot\rho_{H_2O} = S\cdot\rho_п\cdot\vartheta_п$, где $m_п$, m_{H_2O} – массы парообразной влаги и жидкой воды, кг; S – площадь испаряющейся поверхности водоема, м^2.

Тогда $\frac{H_{исп}}{t} = \frac{\rho_п\cdot\vartheta_п}{\rho_{H_2O}}$. Согласно представленному в [БСЭ, 1953] показательному примеру исходными значениями для расчета служили: $(p_п)_0\big|_{18^\circ C} = 2065{,}4$ Па, $\varphi_п = 0{,}75$, $p_п\big|_{18^\circ C} = 1549{,}05$ Па, $T = 18^\circ C$.

При этих исходных значениях:

$H_{исп}$ (18°С) = 0,0599 м водян. сл., а $\frac{H_{исп}}{t} = \vartheta_{H_2O} = 0{,}0599$ м/мес. $= 0{,}291\cdot10^{-8}$ м/с.

Предварительно определив по таблице [Гороновский и др., 1987] $\rho_{H_2O}\big|_{18^\circ C} = 998{,}59$ кг/м^3 и рассчитав по работе [Таблицы…, 1976]

$$D_п = (D_п)_0\left(\frac{T}{273{,}15}\right)^{2{,}072} = 0{,}205\cdot10^{-4}\left(\frac{291{,}15}{273{,}15}\right)^{2{,}072} = 0{,}234\cdot10^{-4}\ м^2/с,$$ а также

$$k_п\big|_{18^\circ C} = \frac{D_п\cdot M_{H_2O}}{RT} = \frac{0{,}234\cdot10^{-4}\cdot18\cdot10^{-3}}{8{,}3144\cdot291{,}15} = 1{,}74\cdot10^{-10}\ с, \qquad k_п\cdot g = 1{,}71\cdot10^{-9}\ м/с,$$

$$\rho_п\big|_{18^\circ C} = \frac{p_п\cdot M_{H_2O}}{RT} = \frac{1549{,}05\cdot18\cdot10^{-3}}{8{,}3144\cdot291{,}15} = 11{,}52\cdot10^{-3}\ кг/м^3,$$ вычислим с учетом рекомендованной нами формулы

$$\vartheta_{H_2O} = \frac{\rho_п\cdot\vartheta_п}{\rho_{H_2O}} = -\frac{k_п\left[\rho_п - (\rho_п)_0\right]}{\rho_{H_2O}(\ell - \ell_0)} - \frac{k_п\cdot g\cdot\rho_п}{(\rho_{H_2O})_p} =$$

$$= \frac{-1{,}74\cdot 10^{-10}(1549{,}05-2065{,}4)}{998{,}59(\ell-\ell_0)} -$$

$$-\frac{1{,}71\cdot 10^{-9}\cdot 11{,}52\cdot 10^{-3}}{998{,}59(\ell-\ell_0)} = \frac{0{,}900\cdot 10^{-10}}{(\ell-\ell_0)} -$$

$$-1{,}97\cdot 10^{-14} = \frac{0{,}900\cdot 10^{-10}}{(\ell-\ell_0)} \text{ м/с}.$$

Сравнение с $\frac{H_{исп}}{t} = 0{,}291\cdot 10^{-8}$ м/с дает:

$$(\ell-\ell_0) = 3{,}9\cdot 10^{-2} = 0{,}039 \text{ м}.$$

Таким образом, предлагаемые нами формулы расчета испарения являются правомочными. Их преимущество перед существующими заключается в том, что они могут оценить испарение (конденсацию) из жидкого раствора с негоризонтальной поверхности, к тому же учитывают изменение температуры жидкой воды.

Скорость испарения (конденсации) с поверхности грунта можно получить, используя закон обобщенного влагопереноса и фильтрации подземной влаги в грунтах, точнее, его конечноразностное решение [Ситников, 2010; Ситников, 2014а; Ситников, 2014б], зная $\frac{p_{вс}}{\gamma_p}$ на глубине $\delta\ell$ и на поверхности грунта (ℓ_0), а также $K_p\left(\frac{p_{вс}}{\gamma_p}\right)_{\ell+1/2}$ на середине глубины $\delta\ell$:

$$\vartheta_p = -\frac{K_p\left(\frac{p_{вс}}{\gamma_p}\right)_{\ell+1/2}}{\delta\ell}\left[\left(\frac{p_{вс}}{\gamma_p}\right)_{\ell} - \left(\frac{p_{вс}}{\gamma_p}\right)_{\ell_0}\right] -$$

$$-K_p\left(\frac{p_{вс}}{\gamma_p}\right)_{\ell+1/2}, \qquad \int_{\ell_0}^{\ell} d\ell = \ell_0 - \ell = \delta\ell,$$

где $\ell+1/2$ – середина глубины; $K_p\left(\frac{p_{вс}}{\gamma_p}\right)_{\ell+1/2}$ – эмпирический коэффициент обобщенного переноса жидкой влаги в гетерогенном грунте, м/с; γ_p – удельный вес жидкого водного раствора, Н/м^3.

Этот закон подтвержден теоретически и многочисленными экспериментами. Основными оправданными допущениями являются постоянство плотности $\rho_p = (\rho_{H_2O})_p = = \rho^0_{H_2O}\big|_{3,98\,^0C} = 1000\,\text{кг/м}^3$, а также незначительная роль парообразной влаги в грунте и минерализации жидкого раствора (точнее, самодиффузии воды в нем). Кроме многочисленных эмпирических определений, для расчета нелинейного коэффициента $K_p\left(\frac{p_{вс}}{\gamma_p}\right)$ имеется ряд теоретических формул, в том числе наших [Ситников, 2010]. Кстати, максимальное значение его равно постоянному коэффициенту фильтрации при полном влагонасыщении грунта (при $p_{вс} = 0$) в законе Дарси $K_ф = K_{прон}\cdot\frac{\rho_p}{\eta_p}\cdot g$,

где $K_{прон}$ – коэффициент проницаемости, дарси (1 дарси = $1{,}02\cdot 10^{-12}$ м^2); η_p – коэффициент динамической вязкости раствора ($\eta_p = \nu_p\cdot\rho_p$ – коэффициент кинематической вязкости, м^2/с), кг/м·с.

Для расчета скорости испарения (конденсации) можно также рекомендовать следующее полуэмпирическое уравнение [Ситников, 2010]:

$$\vartheta_{исп} = -\frac{\beta\cdot\delta_1\cdot\delta_2}{(\rho_{H_2O})_p\, g}\cdot(p_{экв} - p_c - p_{хем}),$$

$$p_{экв} = (\rho_{H_2O})_p\cdot\frac{RT}{M_{H_2O}}\cdot\ln\varphi_п,$$

где $\vartheta_{исп}$ – скорость физического испарения или конденсации с единицы площади водоема или почвогрунта, м/с (1 м/сут = $1{,}16\cdot 10^{-5}$ м/с); β – коэффициент, учитывающий состояние испаряющей поверхности, м/с; δ_1, δ_2 – поправочные коэффициенты, учитывающие, соответственно, эффективную площадь испаряющей поверхности и площадь, занятую стеблями растений, доли единицы; $p_{экв}$ – так называемое давление, эквивалентное сосущей силе влаги в воздухе, Па.

Эти эмпирические параметры определяют на основании обработки режимных наблюдений за давлением почвенной влаги, а также анализа специальных экспериментов на так называемом фитогеотроне (большие монолиты высотой до 2,0 м и диаметром

0,75 м) и испарителе-конденсометре, сконструированных в АН УССР [Ситников, 2010; Ситников, Зильбербрант, 1989]. М.М. Зильбербрантом было рассчитано произведение $\beta \cdot \delta_1, \delta_2$ по метеостанции Аскания-Нова (испарение с поверхности пресной воды), равное $6{,}1 \cdot 10^{-7}$ 1/сут, а также на фитогеотроне для грунта при выращивании ячменя, равное $2{,}26 \cdot 10^{-7}$ 1/сут. При этом погрешность предлагаемого метода оказалась меньше определений согласно традиционным методам (в частности, основанным на законе Дальтона). Эксперименты на испарителе-конденсометре показали для монолита грунта без растений значения $\beta = (2{,}0 \div 3{,}3) \cdot 10^{-7}$ 1/сут, подтвердив незначительную роль хемогенного давления, которое обычно в реальных природных условиях на 2-3 порядка меньше всасывающего давления.

При отсутствии или установившемся движении влаги в воздушном пространстве пор грунтов считаем правомочным равенство химических потенциалов, тем более при одинаковости температур в разных водных фазах грунта. Хотя рекомендуемый закон диффузии подземной парообразной влаги изменяется, если путь свободного пробега частиц $(\bar{\ell}_{своб})$ будет меньше размера пор. В этом случае особенность парообразного движения следует учитывать согласно уравнению Кнудсена [Ситников, 2010; Физический..., 1984], характерному для вакуума, содержащего меньшее количество парообразной влаги. Изложенное позволяет оценить роль парообразной влаги по сравнению с жидкой в грунте, в частности при разных $\frac{p_{вс}}{\gamma_р}$, а значит, долю парообразной влаги, которая непосредственно перейдет в воздушную среду без фазового преобразования, а также уточнить параметры влагопереноса по равенству: $k_п \cdot g = K_р\left(\frac{p_{вс}}{\gamma_р}\right)$.

Так, при установившемся движении парообразной влаги и жидкого водного раствора в системе «грунт–воздух»:

$$(\rho_{H_2O})_р \cdot \vartheta_р = \rho_п \cdot \vartheta_п = -K_р\left(\frac{p_{вс}}{\gamma_р}\right) \cdot \frac{\operatorname{grad} p_{вс}}{g \cdot (\rho_{H_2O})_р} -$$

$$-K_р\left(\frac{p_{вс}}{\gamma_р}\right) = -k_п \cdot \frac{\operatorname{grad} p_п}{\rho_п} - k_п \cdot g =$$

$$= -D_п \cdot \frac{\operatorname{grad} p_п}{p_п} - k_п \cdot g.$$

Тогда при равенстве $\frac{dp_{вс}}{\rho_р} \approx \frac{d(p_{H_2O})_р}{(p_{H_2O})_р} = \frac{dp_п}{\rho_п}$ и $d\ell_{гр} = d\ell_{возд}$ можно утверждать, что $K_р\left(\frac{p_{вс}}{\gamma_р}\right) = k_п \cdot g$, где индексы «гр» и «возд» указывают на грунт и воздух. Здесь градиент рассматривается как изменение функции на единицу пути движения в грунте и воздухе, т.е. $\operatorname{grad} p = \frac{dp}{d\ell} \approx \frac{p_\ell - p_{\ell_0}}{\ell - \ell_0}$.

<u>Роль парообразной влаги в гетерогенном грунте</u> можно оценить по следующему соотношению [Ситников, 2010; Ситников, 2014а; Ситников, 2014б]:

$$\frac{(\rho_{H_2O})_р \cdot \beta_р \cdot W_р\left(\frac{p_{вс}}{\gamma_р}\right) \cdot (\vartheta_р)_{ист}}{\rho_п \cdot \beta_п \cdot W_п \cdot (\vartheta_п)_{ист}} =$$

$$= \frac{(\rho_{H_2O})_р \cdot \vartheta_р}{\rho_п \cdot \beta_п \cdot W_п \cdot (\vartheta_п)_{ист}} \geq 100,$$

где $W_п = W_{пор} - W_р\left(\frac{p_{вс}}{\gamma_р}\right)$,

$\vartheta_п = \beta_п \cdot W_п \cdot (\vartheta_п)_{ист}, \quad \vartheta_р = \beta_р \cdot W_р \cdot (\vartheta_р)_{ист}$,

$\vartheta_р = -K_р\left(\frac{p_{вс}}{\gamma_р}\right) \cdot \left[\operatorname{grad} \frac{p_{вс}}{\gamma_р} + 1\right]$,

$(\vartheta_п)_{ист} = -k_п\left(\frac{\operatorname{grad} p_п}{\rho_п} + g\right)$.

Наконец, остается упомянуть о <u>фазовом переходе непосредственно в воздухе</u>. Для этого проанализируем классическое уравнение Клапейрона-Клаузиуса

$$r = \frac{Q_{исп}}{m} = T \cdot \frac{d(p_п)_0}{dT}\left(\frac{1}{(\rho_п)_0} - \frac{1}{\rho_{H_2O}}\right),$$

где r – удельная теплота парообразования (конденсации), Дж/кг.

Учитывая, что $\frac{1}{(\rho_п)_0} >> \frac{1}{\rho_{H_2O}}$, упростим его к виду: $(\rho_п)_0 = \frac{T}{r} \cdot \frac{d(p_п)_0}{dT}$.

Если известны табличные данные о зависимости $(p_п)_0$ от температуры, то предлагаем построить дискретную кривую фазового равновесия и оценить по соседним дискретным значениям давлений насыщенной влаги воздуха уклон кривой, который является конечноразностной аппроксимацией производной $\frac{d(p_п)_0}{dT}$.

Кстати, удельная теплота зависит от температуры согласно следующей эмпирической зависимости: $r = (25–0,024\ T^oC) \cdot 10^5$ Дж/кг. Предлагается решить последнее уравнение конечноразностным способом, используя табличные данные о $(p_п)_0$ и $T\ ^oC$ по точке росы [Таблицы…, 1976]. То есть, определив по заданной T в интервале $i \div i + 1$ ($T_i < T < T_{i+1}$)

$$\frac{d(p_п)_0}{dT} = \frac{\left|(p_п)_0\right|_i - \left|(p_п)_0\right|_{i+1}}{T_i - T_{i+1}},$$

где i – дискретные табличные значения; $T_i \sim \left|(\rho_п)_0\right|_i$; $T \sim (\rho_п)_0$; $T_{i+1} \sim \left|(\rho_п)_0\right|_{i+1}$.

Авторы в работе [Винников, Проскуряков, 1988] предлагают оценивать теплоту, теряемую водой при испарении или приобретаемую при конденсации в расчете на единицу площади поверхности, по формуле:

$Q_{исп} = r \cdot \rho_{H_2O} \cdot \frac{H_{исп}}{t}$, а это значит, что $Q_{исп} =$

$$= r \cdot \rho_{H_2O} \cdot \vartheta_p = -r \cdot k_п \left[(p_п)_0 - p_п\right],$$

где $Q_{исп}$ – теплота испарения, Дж/с·м^2. В свою очередь $\frac{Q}{S} = q = -\lambda \frac{\partial T}{\partial n}$, здесь λ – коэффициент теплопроводности, Дж/м·с·град; T – температура, ^oC, K (0 ^oC = 273,15 K).

В заключение отметим, что рекомендуемые теоретические функциональные зависимости значительно расширяют наши возможности и, в частности, позволяют более строго обосновать эксперименты по оценке параметров влагопереноса, учитывая допущения, принятые в теоретическом осмыслении рекомендованных нами формулах и отсутствующие в общеизвестных эмпирических формулах.

Список литературы / References

1. *БСЭ.* 2-е изд. Т. 18. Испарение. Москва: Большая сов. энцикл., 1953. 620 с.

Great Soviet Encyclopedia. 2-e Edition. Vol. 18. Evaporation, 1953. Moscow: Bolshaya Sovetskaya Encyclopediya, 620 p. (in Russian).

2. *Винников С.Д., Проскуряков Б.В.* Гидрофизика. Ленинград: Гидрометеоиздат, 1988. 248 с.

Vinnikov S.D., Proskuriakov B.V., 1988. Hydrophysics. Leningrad : Hydrometeoizdat, 248 p. (in Russian).

3. *Гороновский И.Т., Назаренко Ю.П., Некряч Е.Ф.* Краткий справочник по химии. Киев: Наук. думка, 1987. 829 с.

Horonovsky I.T., Nazarenko Yu.P., Nekriach Ye.F., 1987. Quick Reference Handbook of Chemistry. Kiev: Naukova Dumka, 829 p. (in Russian).

4. *Ситников А.Б.* Вопросы миграции веществ в грунтах. Киев, 2010. 625 с.

Sitnikov A.B., 2010. Issues of substance migration in soils. Kiev, 640 p. (in Russian).

5. *Ситников А.Б., Зильбербрандт М.М.* А.с. 1497540 (СССР). Испаритель-конденсометр для определения параметров фазового перехода и паропереноса в воздухе. Опубл. 01.04.89. Бюл. № 6.

Sitnikov A.B., Zilberbrandt M.M. Author certificate 1497540 (SSSR). Evaporator-condenser to determine the parameters of phase transition and vapor transfer in air. Published on 01.04.89. Bulletin № 6 (in Russian).

6. *Таблицы* физических величин. Справочник / под ред. акад. И.К Кикоина, 1976. Москва: Атомиздат, 1008 с.

Tables of physical values. Handbook, 1976 / Ed. academician I.K. Kikoin. Moskow: Atomizdat, 1008 p. (in Russian).

7. *Физический* энциклопедический словарь. Москва: Сов. энцикл., 1984. 944 с.

Physical encyclopedic dictionary, 1984. Moskow: Sovietskaya Entsyclopediya, 944 p. (in Russian).

8. *Ситников А.Б.* Научные основы влаго- и теплообмена в условиях пещерного комплекса Киево-Печерской Лавры. *Геол. журн*. 2014а. № 1 (346). С. 81-91.

Sitnikov A.B., 2014a. The scientific foundations of moisture and heat exchange under the conditions of cave complex of Kyiv-Pechersk Lavra. *Geologichnyy zhurnal*, № 1 (346), p. 81-91 (in Russian).

9. *Ситников А.Б.* Теоретическое обоснование параметров тепловлагообмена в грунтах и атмосферном воздухе в условиях пещерного комплекса Киево-Печерской Лавры. *Геол. журн*. 2014б. № 2 (347). С. 94-101.

Sitnikov A.B., 2014b. The theoretical justification for the neat-moisture exchange parameters in soils and atmospheric air under the conditions of cave complex of Kyiv Pechersk Lavra. *Geologichnyy zhurnal,* № 2 (347), p. 94-101 (in Russian).

Статья поступила
10.02.2014