

УДК 551.521.1(476)

Волчек А.А., Дашкевич Д.Н., Валуйев В.Е., Мешик О.П.**СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ТЕПЛОВЛАГОРЕСУРСОВ РЕЧНЫХ ВОДОСБОРОВ**

Испаряемость климата – водный эквивалент теплоресурсов. При тепловлагообмене между деятельной (земной/ водной) поверхностью и атмосферой, кроме непосредственно поступающей лучистой энергии Солнца, в соответствующих атмосферно-циркуляционных условиях, участвуют также адвективные и иные потоки тепла. Необходим дифференцированный количественный учет составляющих теплоэнергетических ресурсов, который позволяет объективно охарактеризовать механизмы обмена тепла и влаги водных объектов и их водосборов.

Например, уравнение теплоэнергетического баланса обмена тепла и влаги системы земля – атмосфера на зональном уровне для любого расчетного промежутка времени можно представить как [1]

$$L \cdot Z_{mi} = R_i^+ + P_i^+ + B_i^+ - B_i^-, \quad (1)$$

где Z_{mi} – водный эквивалент теплоэнергетических ресурсов – максимально возможное суммарное испарение за расчетный интервал времени (i), мм;

L – скрытая теплота испарения (удельный показатель, равный 0,6 ккал/см³);

R_i^+ – положительный радиационный баланс за время i , ккал/см²;

P_i^+ – положительная составляющая турбулентного теплообмена (в период адвекции теплых масс воздуха и инверсии температуры) за время i , ккал/см².

Для среднего годового расчетного периода, когда тепло, аккумулярованное в деятельном слое почвогрунтов за теплый период года (B_i^+), полностью расходуется при теплоотдаче за холодный период (B_i^-), справедливо равенство

$$L \cdot Z_{me} = R_e^+ + P_e^+. \quad (2)$$

Из уравнений (1) и (2) следует, что нахождение водного эквивалента теплоэнергетических ресурсов процесса суммарного испарения – максимально возможного испарения (Z_{mi}), для любого расчетного интервала времени (i) или для года в целом (e), сводится к решению зависимостей:

$$Z_{mi} = (R_i^+ + P_i^+ + B_i^+ - B_i^-) / L, \quad (3)$$

$$Z_{me} = (R_e^+ + P_e^+) / L. \quad (4)$$

На практике, ограниченное количество материалов наблюдений за структурными элементами радиационного режима, турбулентного и почвенного теплообмена не позволяет, априори, использовать подобные зависимости.

В прикладных исследованиях часто прибегают к обобщению имеющихся (недостаточных, разрозненных) актинометрических и теплосбалансовых данных [2], предлагая эмпирические зависимости составляющих теплоэнергетических ресурсов от прямых или косвенных факторов, основанных на общих закономерностях их внутригодового распределения.

Например, годовые значения положительного (R_e^+) и отрицательного (R_e^-) радиационного баланса, с учетом поправки к эффективному излучению ($E_{эф}$), равной в среднем 20% по Пивоваровой З.И. [3], а также годовые величины P_e^+ , оцениваются [4] по зависимостям типа:

$$R_e^{+(-)} = f(\sum t > 10^\circ\text{C}); \quad P_e^+ = f(\sum t > 10^\circ\text{C}), \quad (5)$$

в которых $\sum t > 10^\circ\text{C}$ – сумма среднесуточных температур воздуха выше 10°C , а внутригодовой ход R_i^+ , R_i^- и P_i^+ – типизирован и представлен, соответственно, в таблицах 1, 2, 3.

При использовании зависимостей (1–4) структурные элементы теплоресурсов (испаряемость климата) в целом для подстилающей поверхности водосбора оцениваются с определенной ошибкой и без учета влияний на них термического режима собственно водного объекта. Эволюция температурного поля водного объекта/ водоема определяется рядом факторов: трансформацией поля температуры, обусловленной адвективным переносом тепла; трансформацией поля температуры, обусловленной турбулентной диффузией; трансформацией поля температуры, обусловленной процессами теплообмена между водоемом, атмосферой и деятельным слоем донных и прирусловых отложений.

Количественная оценка адвекции тепла, турбулентного теплообмена, изменений температуры при тепловом взаимодействии воды, приводного слоя атмосферы и дна водоема возможна путем численного интегрирования соответствующих частных уравнений.

Таблица 1 – Внутригодовой ход положительного радиационного баланса R_i^+

Тип распределения	R_e^+ , ккал/см ² год	Проценты от R_e^+											
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
I	15–25	0,0	0,0	0,0	1,4	8,8	27,9	38,2	21,2	2,5	0,0	0,0	0,0
II	25–35	0,0	0,0	0,9	5,1	15,9	27,4	25,5	17,2	6,4	1,6	0,0	0,0
III	35–45	0,0	0,4	3,5	9,7	18,6	20,6	19,6	15,6	8,4	3,2	0,0	0,0
IV	45–55	0,5	1,4	5,1	11,3	16,2	18,0	17,4	14,2	9,3	4,3	1,8	0,5
V	55–65	1,3	3,0	6,4	11,1	14,1	15,3	15,3	13,6	9,9	6,1	2,8	1,1
VI	65–75	1,9	3,5	6,4	10,2	13,4	15,0	15,0	13,3	10,1	6,3	3,3	1,6
VII	75–85	2,3	4,0	6,4	10,1	12,8	14,6	15,2	12,7	9,6	6,4	3,8	2,1

Волчек Александр Александрович, д.г.н., профессор, декан факультета инженерных систем и экологии Брестского государственного технического университета.

Дашкевич Денис Николаевич, магистр технических наук, старший преподаватель Брестского государственного технического университета.

Валуйев Владимир Егорович, к.т.н., доцент, профессор кафедры природообустройства Брестского государственного технического университета.

Мешик Олег Павлович, к.т.н., доцент, зав. кафедрой природообустройства Брестского государственного технического университета.

Беларусь, БрГТУ, 224017, г. Брест, ул. Московская, 267.

Водохозяйственное строительство, теплоэнергетика и геоэкология

Таблица 2 – Внутригодовой ход отрицательного радиационного баланса R_i^-

Тип распределения	R_e^- , ккал/см ² год	Проценты от R_e^-											
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
I*	5–15	17,0	14,9	12,8	6,4	2,1	0,0	0,0	0,0	4,3	9,6	14,9	18,0
II	5–10	7,0	10,0	11,3	8,7	6,3	3,7	3,7	6,3	8,7	11,3	12,5	10,0
III	10–15	8,6	9,5	9,5	8,6	6,0	5,3	6,0	6,9	9,5	10,3	10,3	9,5
IV	15–20	8,2	9,4	8,8	8,2	7,0	5,8	6,4	7,6	8,8	9,9	10,5	9,4
V	20–25	7,5	7,0	6,5	7,0	7,5	8,4	8,9	9,8	10,3	10,3	9,3	7,5

* – Заполярье

Таблица 3 – Внутригодовой ход положительного турбулентного теплообмена P_i^+

Месяцы	Проценты от P_e^+												Год
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
P_i^+	13,0	11,0	9,0	7,0	6,0	5,5	5,5	6,0	6,0	8,0	10,0	13,0	100

Основные структурные элементы теплоресурсов водных объектов. При полном поглощении лучистой энергии Солнца приповерхностным слоем воды, уравнение теплового баланса за расчетный промежуток времени имеет вид

$$Q_{surf} = R \pm H \pm L_E \times E, \quad (6)$$

где R – остаточная радиация (радиационный баланс); H и E – турбулентные потоки тепла и влаги в приводном слое; L_E – удельная теплота испарения.

Потоки, направленные к водной поверхности, – положительные, от водной поверхности – отрицательные. При этом,

$$R = \sum Q_0 \times f_1(N) \times (1 - A_{av}) + E_a - E_w, \quad (7)$$

где $\sum Q_0$ – суммарная солнечная радиация при безоблачном небе; $f_1(N)$ – функция, учитывающая ослабление приходящей коротковолновой солнечной радиации в зависимости от балла облачности N ; A_{av} – среднедневное значение альбеда водной поверхности; E_a и E_w – длинноволновое излучение атмосферы и водной поверхности, соответственно. Первая составляющая уравнения (7) представляет собой поглощенную водой коротковолновую солнечную радиацию B_{sw} , вторая и третья – определяют эффективное излучение водной поверхности E_{eff} , которое зависит от балла облачности N , температуры T_a и абсолютной влажности e воздуха.

Возможные суточные интегральные величины суммарной солнечной радиации при безоблачном небе $\sum Q_0$ определяются как

$$\sum Q_0 = \sum S' + \sum D, \quad (8)$$

где $\sum S'$ – интенсивность прямой солнечной радиации на горизонтальную поверхность, $\sum D$ – суточная сумма рассеянной коротковолновой радиации, которая может быть получена через возможные суммы радиации $\sum S$ на перпендикулярную поверхность [5, 6]

$$\sum S = S_{0,d} \times T / \pi \times \left[\tau_{h0} - c \times \int_0^{\tau_{h0}} d\tau_h / (c + A + B \times \cos(\tau_h)) \right], \quad (9)$$

где $S_{0,d}$ – интенсивность солнечной радиации на внешней границе атмосферы, измеренная на расстоянии d от Солнца; T – продолжительность суток; c – параметр, характеризующий физическое состояние атмосферы; τ_h – часовой угол Солнца; τ_{h0} – часовой угол Солнца в момент его захода; $A = \sin(\varphi) \times \sin(\delta)$, $B = \cos(\varphi) \times \cos(\delta)$; φ – широта места; δ – склонение

Солнца. Величина $S_{0,d}$ связана с астрономической солнечной постоянной S_0 и средним расстоянием от Солнца d_0 соотношением

$$S_{0,d} = (d_0/d)^2 \times S_0. \quad (10)$$

Годовые изменения множителя $(d_0/d)^2$ и склонения Солнца δ описываются их зависимостью от текущей юлианской даты T_J [7]:

$$\begin{aligned} (d_0/d)^2 = & 1,00011 + 0,00128 \times \sin(T_J) + \\ & + 0,034221 \times \cos(T_J) + 0,000077 \times \sin(2T_J) + \\ & + 0,000719 \times \cos(2T_J), \end{aligned} \quad (11)$$

$$\delta = 0,4093 \times \sin(2\pi \times (T_J - 79,75) / 365). \quad (12)$$

При расчетах суточных сумм радиации внутрисуточные изменения склонения Солнца не учитываются. Отсчет дат для северного полушария ведется от 1-го января. Согласно спутниковым измерениям, величина астрономической солнечной постоянной S_0 колеблется около своего наиболее вероятного значения 1356 Вт/м² с максимальной годовой амплитудой, не превышающей 0,4 %. Выражение для определения часового угла τ_{h0} в момент захода Солнца имеет вид

$$\tau_{h0} = 2 \times \arctg \sqrt{(B + A) / (B - A)}. \quad (13)$$

В правой части формулы (9) интегрирование может быть выполнено непосредственно. Величина интеграла зависит от знака разности $(c + A)^2 - B^2$.

Суточная интенсивность прямой солнечной радиации на горизонтальную поверхность $\sum S'$ рассчитывается по формуле

$$\begin{aligned} \sum S' = Z \times \int_0^{\tau_{h0}} [& A - c + B \times \cos(\tau_h) + \\ & + c^2 / (c + A + B \times \cos(\tau_h))] d\tau_h. \end{aligned} \quad (14)$$

Вычисление интенсивности рассеянной радиации D по интенсивности прямой радиации на перпендикулярную поверхность дает удовлетворительные по точности результаты. При определении суточной суммы рассеянной коротковолновой радиации можно использовать обобщенную формулу Берлаге

$$\sum D = 0,38 \times c \times \sum S, \quad (15)$$

в которой значение параметра (c) может быть вычислено по значению интенсивности суммарной солнечной радиации в истинный полдень S_{noon} [5]

$$c = ((S_{0,d} - S_{noon}) / S_{noon}) \times \sin(h_{noon}), \quad (16)$$

где h_{noon} – высота Солнца в истинный полдень. Величина $\sin(h)$ определяется по формуле

$$\sin(h) = \sin(\varphi) \times \sin(\delta) + \cos(\varphi) \times \cos(\delta) \times \cos(\tau_h). \quad (17)$$

Входящие в (16) величины S_{noon} принимаются по справочнику [2].

Среднее за день альbedo водной поверхности (A) назначается как $A = f(a + \sin(h))$, где $\sin(h)$ определяется по зависимости (17), параметр $a = 0,040$.

Влияние облачности на величину потока суммарной коротковолновой солнечной радиации учитывается введением поправочной нелинейной функции $f_1(N) = 1 - (a_1 + b_1 \times N) \times N$, где a_1 и b_1 – эмпирические коэффициенты, N – среднесуточное значение облачности в долях единицы (осреднение осуществляется по четырем срокам наблюдения). Значение коэффициента b_1 постоянно, равно 0,38, коэффициент a_1 является функцией широты местности [8].

Рассмотренные соотношения дают возможность назначать суточные суммы суммарной солнечной радиации, используемые при вычислении средней по вертикали температуры воды, когда все расчеты проводятся в рамках точечной модели с суточным шагом по времени. Однако моделирование пространственно-временной динамики термогидродинамических и биологических процессов в водоеме накладывает достаточно жесткие ограничения на шаг по времени. Величина этого шага зависит как от специфики физических и биологических явлений, так и от структуры математической модели и применяемых численных методов. Для произвольного шага по времени расчет коротковолновой солнечной радиации для условий безоблачного неба производится по специфическим эмпирическим формулам, получившим распространение в зарубежных странах.

При моделировании гидробиологических процессов, помимо величин коротковолновой солнечной радиации, во многих случаях важно знать такой параметр, как фотопериод. В этом случае, вычисляются величины суточной суммарной солнечной радиации при безоблачном небе $\sum Q_0$ и часового угла в момент захода Солнца τ_{ho} , т.е. учитывается влияние облачности. Величина фотопериода f рассчитывается как

$$f = 24,0 \times \frac{\tau_{ho}}{\pi}. \quad (18)$$

Если $B + A < 0$, фотопериод и $\sum Q_0$ равны нулю. Далее определяется время восхода $T_{SunRise}$ и захода T_{SunSet} Солнца: $T_{SunRise} = 12,0 - f/2$, $T_{SunSet} = 12,0 + f/2$. При этом предполагается, что внутрисуточное изменение коротковолновой солнечной радиации симметрично относительно истинного полудня (12 часов) и описывается простой зависимостью

$$S_{0,t} = \frac{\sum Q_0}{f} \left(1 + \cos \left(\frac{2\pi(t - 12,0)}{f} \right) \right). \quad (19)$$

Если текущее время $t \leq T_{SunRise}$ или $t \geq T_{SunSet}$, то $S_{0,t} = 0$.

Эффективное излучение водной поверхности можно оценить по формуле Ефимовой [9]

$$E_{eff} = \left\{ s \times \sigma \times T_a^4 \times (0,254 - 0,005 \times e) \times (1 - C_N \times N^2) + 4,0 \times s \times \sigma \times T_a^3 \times (T_w - T_a) \right\} \times \frac{\tau}{60}, \quad (20)$$

где s – излучающая способность подстилающей поверхности (0,95), σ – постоянная Стефана-Больцмана ($3,42 \cdot 10^{-6}$ Дж/м²·мин·град⁴), T_a и T_w – абсолютная температура воздуха и воды, соответственно, e – упрогость водяного пара (ГПа), N – облачность в долях еди-

ницы, C_N – коэффициент, учитывающий влияние облачности, τ – временной шаг в секундах. Значение коэффициента C_N меняется в зависимости от широты места φ (град.). Для интервала широт от 10 до 70 градусов допускается линейная аппроксимация этой зависимости: $C_N = m + n \times \varphi$, в которой коэффициент $m = 0,503603$ и $n = 4,27059 \cdot 10^{-3}$.

Турбулентный режим в статистически горизонтально-однородном и квазистационарном приводном (приземном) слое атмосферы полностью определяется следующими параметрами: скоростью трения u (динамической скоростью), параметром плавучести β ($\beta = g/T$, где g – ускорение свободного падения, T – абсолютная температура воздуха) и нормированными потоками тепла $H/c_p \rho_a$ и влаги E/ρ_a (ρ_a – плотность воздуха, c_p – его удельная теплоемкость при постоянном давлении). С учетом стратификации влажности, вертикальные профили средней скорости ветра u_z , температуры T_z и удельной влажности q_z можно получить в результате решения следующей системы уравнений:

$$\begin{aligned} \partial u / \partial z &= (u / kz) \times \varphi_u(z/L), \\ \partial T / \partial z &= (-H / kc_p \rho_a u_z) \times \varphi_T(z/L), \\ \partial q / \partial z &= (-E / k \rho_a u_z) \times \varphi_q(z/L), \end{aligned} \quad (21)$$

где z – высота над подстилающей поверхностью; k – постоянная Кармана ($k = 0,40$); φ_u , φ_T , φ_q – универсальные функции безразмерного аргумента z/L ; L – масштаб длины Монина-Обухова, который рассчитывается по формуле

$$L = -u^3 / (kg \times (H/c_p \rho_a T + 0,608 E/\rho_a)). \quad (22)$$

Динамическая скорость u рассматривается в качестве осредненного показателя вертикального турбулентного потока импульса в пределах пограничного слоя воздуха

$$\tau_m = -\rho_a \times \langle u'w' \rangle, \quad (23)$$

где u' , w' – соответственно продольная и вертикальная компоненты флуктуаций скорости ветра; $\langle \cdot \rangle$ знак осреднения. Так как практически по всей толщине пограничного слоя вертикальные эффекты молекулярного обмена пренебрежимо малы по сравнению с вертикальным турбулентным переносом импульса, то можно считать, что величина τ_m характеризует полный поток импульса, пересекающий подстилающую поверхность. Динамическая скорость u связана с величиной τ_m соотношением

$$u_* = \sqrt{\tau_m / \rho_a}. \quad (24)$$

При описании мелкомасштабного взаимодействия атмосферы с подстилающей поверхностью, определение турбулентного потока импульса τ_m сводится к измерению ряда внешних параметров: разности δU скорости ветра на некоторой стандартной высоте измерений в слое трения (U_a) и скорости ветра в пределах подстилающей поверхности (U_w). Отношение истинного турбулентного потока количества движения τ_m к величине $\rho_a (\delta U)^2$ представляет собой коэффициент аэродинамического сопротивления водной поверхности (C_d)

$$C_d = \tau_m / (\rho_a (\delta U)^2). \quad (25)$$

Ряд авторов указывает, что средние значения коэффициента C_d меняются в пределах от $1,0 \cdot 10^{-3}$ до $1,55 \cdot 10^{-3}$.

Следует отметить, что при любом выборе стандартной высоты измерения Z_a и при ее совпадении с границей турбулентного пограничного слоя, основной вклад в δU вносит его нижняя часть, включая и ту область, где важную роль играют процессы молекулярного обмена. Поэтому величина C_d должна зависеть от характеристик турбулентного режима в непосредственной близости от подстилающей поверхности. Правильное описание изменчивости коэффициента аэродинамического сопротивления C_d обеспечивается при учете не только закономерностей вертикального турбулентного обмена в основном слое трения ($Z \approx Z_a$), но и гидродинамических свойств самих подстилающих поверхностей, от которых зависит режим вертикального перемешивания вблизи самих шероховатостей.

Поскольку $\delta U = U_a - U_w \approx U_a$, в первом приближении, с приемлемой для практических целей точностью, можно считать, что

$$C_d = \tau_m / (\rho_a U_a^2). \quad (26)$$

Используя зависимости (24) и (26), получим

$$C_d = (u. / U_a)^2. \quad (27)$$

При стандартной высоте измерения скорости ветра над водной поверхностью, равной 10 м, можно записать

$$C_d = \tau_m / (\rho_a U_{10}^2) = (u. / U_{10})^2. \quad (28)$$

Часто значения коэффициента сопротивления получают по различным эмпирическим зависимостям, рассматривая C_d как функцию скорости ветра, измеренную на высоте 10 м. В таких зависимостях не учитывается высота и степень подвижности выступов шероховатости. Поэтому их применение оправдано только для водоемов с небольшими разгонами ветра. В работе использовано следующее соотношение для определения C_d

$$C_d = (1,15 + 0,05 \times U_{10}) \times 10^{-3}. \quad (29)$$

Используя зависимости (28) и (29), можно получить выражение динамической скорости $u.$ (м/с) в зависимости от скорости ветра U_{10} (м/с) на стандартной высоте измерения 10 метров над водной поверхностью

$$u. = U_{10} \times \sqrt{C_d}, \quad (30)$$

или, после подстановки вместо (29), получить зависимость

$$u. = U_{10} \times \sqrt{(1,15 + 0,05 \times U_{10}) \times 10^{-3}}. \quad (31)$$

Чтобы определить значение скорости ветра на высоте 10 м над водоемом, измеренное над сушей значение скорости ветра умножается на переходный коэффициент, равный 2,5.

Наиболее сложным и принципиальным является вопрос о выборе универсальных функций φ_u , φ_T , φ_q , вид которых должен быть установлен из совокупности эмпирических данных. В некоторых частных случаях удается получить асимптотические формулы и таким образом замкнуть исходную систему уравнений (21). Известно большое число экспериментальных работ, проведенных в лабораторных и естественных условиях, в которых универсальные функции определялись на основе градиентных измерений профилей скорости ветра, температуры и влажности воздуха и одновременных пульсационных измерений турбулентных потоков в широком диапазоне условий стратификации приводного слоя воздуха и скоростей ветра. Сравнение опубликованных данных показывает, что результаты, полученные по универсальным функциям φ_T и φ_q , близкие по своим значениям, что дает основание принимать $\varphi_T(z/L) = \varphi_q(z/L) = \varphi_{T,q}(z/L)$. Для устойчивой стратификации, то есть когда масштаб $L > 0$, большинство исследователей рекомендуют использовать линейные аппроксимации универсальных функций: $\varphi_u \propto z/L$, $\varphi_{T,q} \propto z/L$. Для условий неустойчивой

стратификации ($L < 0$) единого мнения о характере универсальных функций в настоящее время нет, но можно говорить об аппроксимациях $\varphi_u \propto (-z/L)^{-1/4}$ и $\varphi_{T,q} \propto (-z/L)^{-1/2}$.

При этом, зная конкретный вид универсальных функций, можно проинтегрировать систему уравнений (21) и получить окончательные расчетные зависимости для определения скорости ветра (u_z), турбулентных потоков тепла (H) и влаги (E) при неустойчивой ($L < 0$) и устойчивой ($L > 0$) стратификациях приводного слоя атмосферы [10]:

а) для неустойчивой стратификации:

$$u_z = u. \times A_1(z_{0u}, z_u, L), \quad (32)$$

$$T_z - T_w = -H \times B_1(z_{0u}, z_u, L), \quad (33)$$

$$q_z - q_w = -E \times C_1(z_{0u}, z_u, L), \quad (34)$$

где

$$A_1 = (1/k) \times (\ln(z_u/z_{0u}) + 2 \arctg \sqrt{1-13 \times z_u/L}) - (2/k) \times \arctg \sqrt{1-13 \times z_{0u}/L} + \quad (35)$$

$$+ (1/k) \times \ln \left[\frac{(\sqrt{1-13 \times z_{0u}/L} + 1) \times (\sqrt[4]{1-13 \times z_{0u}/L} + 1)^2}{(\sqrt{1-13 \times z_u/L} + 1) \times (\sqrt[4]{1-13 \times z_u/L} + 1)^2} \right],$$

$$B_1 = (1/kc_p \rho_a u.) \times \left\{ \ln(z_T/z_{0T}) + \ln \left[\frac{\sqrt{1-6 \times z_{0T}/L} + 1}{(\sqrt{1-6 \times z_T/L} + 1)^2} \right] \right\}, \quad (36)$$

$$C_1 = (1/kp_a u.) \times \left\{ \ln(z_q/z_{0q}) + \ln \left[\frac{\sqrt{1-6 \times z_{0q}/L} + 1}{(\sqrt{1-6 \times z_q/L} + 1)^2} \right] \right\}, \quad (37)$$

откуда величины турбулентных потоков тепла и влаги за единицу времени составляют:

$$H = (T_w - T_z) / B_1, \quad (38)$$

$$E = (q_w - q_z) / C_1; \quad (39)$$

б) при устойчивой стратификации –

$$u_z = u. \times A_2(z_{0u}, z_u, L), \quad (40)$$

$$T_z - T_w = -H \times B_2(z_{0u}, z_u, L), \quad (41)$$

$$q_z - q_w = -E \times C_2(z_{0u}, z_u, L), \quad (42)$$

где

$$A_2 = (1/k) \times (\ln(z_u/z_{0u}) + 6 \times (z_u - z_{0u})/L), \quad (43)$$

$$B_2 = (1/kc_p \rho_a u.) \times (\ln(z_T/z_{0T}) + 9 \times (z_T - z_{0T})/L), \quad (44)$$

$$C_2 = (1/kp_a u.) \times (\ln(z_q/z_{0q}) + 9 \times (z_q - z_{0q})/L), \quad (45)$$

откуда очевидны окончательные соотношения для определения величин турбулентных потоков тепла и влаги за единицу времени:

$$H = (T_w - T_z) / B_2, \quad (46)$$

$$E = (q_w - q_z) / C_2. \quad (47)$$

Заключение. Умножая величину турбулентного потока тепла E на величину удельной теплоты испарения L_E , получаем значение затрат тепла на испарение с водной поверхности. Умножая, затем, H и $L_E \times E$ на величину временного шага τ , получаем оценку потоков тепла за промежутки времени τ . В соотношениях (32)–(39) и (40)–(47)

составляющие Z_{0u} , Z_{0T} , Z_{0q} – параметры шероховатости соответственно для количества движения, тепла и влаги; Z_u , Z_T , Z_q – высоты, на которых рассчитываются соответственно скорость ветра U_z , температура T_z и удельная влажность q_z ; T_w – температура поверхностного слоя воды; q_w – насыщающая удельная влажность при температуре T_w . В качестве стандартной высоты, относительно которой осуществляются расчеты потоков тепла и влаги, принимается высота, равная 2 м над водной поверхностью.

Расчет турбулентных потоков тепла и влаги над водоемом может выполняться и для частного случая равновесной (нейтральной) стратификации приводного слоя атмосферы. При этом, используются зависимости:

$$L_E \times E = 0,622 \times (\rho_a \times L_E / \rho_s) \times (k^2 \times U_2 / \ln^2(z_2 / z_{0u})) \times (e_w - e_2), \quad (48)$$

$$H = (\rho_a \times c_p) \times (k^2 \times U_2 / \ln^2(z_2 / z_{0u})) \times (T_w - T_2), \quad (49)$$

где T_2 , e_2 и U_2 – соответственно температура, влажность воздуха и скорость ветра на высоте 2 м над водной поверхностью, e_w – максимальная упругость водяного пара, значение которой определяется по температуре воды T_w , ρ_s – приземное давление атмосферы (ГПа).

В первом приближении значение удельной теплоты испарения L_E можно считать величиной постоянной и равной $\approx 2,49$ МДж/кг. Однако нетрудно учесть и зависимость ее от температуры

$$L_E(T_w) = 1,91846 \cdot 10^6 \times (T_w / (T_w - 33,91)), \quad (50)$$

где единицей измерения L_E служит Дж/кг. Величина удельной влажности воздуха q может быть определена по абсолютной влажности e и приземному атмосферному давлению p_s , значения которых известны по данным стандартных метеорологических измерений: $q = 0,622 \times e / p_s$. Насыщающая упругость водяного пара e_w зависит только от температуры и определяется уравнением Клаузиуса-Клапейрона. Для ее расчета годится аппроксимация

$$e_w(T_w) = 2,1718 \cdot 10^{10} \cdot \exp(-4157 / (T_w - 33,91)), \quad (51)$$

где единицей измерения e_w служит Н/м². Температура воды T_w в соотношениях (50), (51) должна быть выражена в °К.

Следует отметить, что приведенные структурные элементы известных систем не позволяют рассчитывать потоки тепла и влаги при сильно устойчивой стратификации, а также в случае неустойчивой стратификации при малых скоростях ветра ($U_{10} < 3$ м/с).

При штилевых условиях описанная схема расчета вообще дает нулевые значения тепла и влаги, что с физической точки зрения неверно, так как в этих условиях тепло- и массоперенос осуществляется механизмом свободной конвекции.

СПИСОК ЦИТИРОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ

1. Мезенцев, В.С. Увлажненность Западно-Сибирской равнины / В.С. Мезенцев, И.В. Карнацевич – Л.: ГИМИЗ, 1969.
2. Справочник по климату СССР. Солнечная радиация, радиационный баланс и солнечное сияние. – Л.: ГИМИЗ, 1966. – Вып. 3. – Ч. 1. – 80 с.
3. Пивоварова, З.И. Изучение режима солнечной радиации в СССР. – Л.: ГИМИЗ, 1966. – Вып.: Современные проблемы климатологии.
4. Валуев, В.Е. Косвенные пути расчета радиационного баланса подстилающей поверхности. – Омск, 1972. – Вып.: Записки по краеведению Омской области. Географическое общество СССР.
5. Сивков, С.И. Методы расчета характеристик солнечной радиации. – Л.: Гидрометеоздат, 1968. – 232 с.
6. Гальперин, Б.М. К методике приближенных расчетов сумм солнечной радиации // Метеор. и гидрология – 1949 – № 4. – С. 26–35.
7. Архипов, Б.В. Расчет термогидродинамического режима водоема по двумерной модели / Б.В. Архипов, В.В. Солбаков // Изв. АН. Физика атмосферы и океана. – 1994. – Т. 30. – № 5. – С. 671–685.
8. Пивоваров, А.А. Термика замерзающих водоемов. – М.: Изд-во МГУ, 1972. – 140 с.
9. Кириллова, Т.В. Радиационный режим озер и водохранилищ. – Л.: Гидрометеоздат, 1970. – 254 с.
10. Гидротермодинамическое взаимодействие озера с атмосферой / Под ред. А.Ф. Трешникова, С.С. Зилитинкевича. – Л.: Наука, Ленингр. отдел., 1990. – 140 с.

Материал поступил в редакцию 16.04.2016

VOLCHAK A.A., DASHKEVICH D.N., VALUEV V.E., MESHK O.P. Structural elements of teploprogress river watershed

The work considers the structural elements of teploprogress involved in processes of volatile Teploobmen between earth's surface and atmosphere and between water bodies, atmosphere and land surface catchments.

УДК 556.5.06 (476)

Волчек А.А., Зубрицкая Т.Е.

ПРОБЛЕМЫ ВОДОПОТРЕБЛЕНИЯ В БЕЛАРУСИ

Введение. В сравнительно недалеком прошлом для удовлетворения потребностей в воде нужно было, как правило, лишь подвести ее от источника к потребителю. Изъятия обычно составляли незначительную часть вод источника и не сопровождалась существенными изменениями его режима. По мере развития экономики и благоустройства населенных мест все чаще возможности забора воды ограничиваются объемом водных ресурсов источника и обуславливают необходимость мероприятий по увеличению располагаемых водных ресурсов. Образно выражаясь, произошел переход от эпохи водоснабжения к эпохе водообеспечения [1].

Отбор вод из рек составляет в среднем несколько процентов от среднего годового стока. Однако уже сейчас водохозяйственный баланс (сопоставление потребностей в воде с ее наличием в источниках) для большинства основных речных бассейнов промышленно развитых стран испытывает острый дефицит водных ресурсов.

Зубрицкая Татьяна Евгеньевна, магистр технических наук, старший преподаватель Брестского государственного технического университета Беларусь, БрГТУ, 224017, г. Брест, ул. Московская, 267.

Основные причины этого [1]:

- несоответствие размещения водоемких потребителей распределению водных ресурсов по территории (на обжитые и хозяйственно освоённые зоны, где сосредоточено до 80% потребности в воде, приходится всего около 20% водных ресурсов). При этом часто концентрация населения и водоемких промышленных производств исторически происходила на водораздельных территориях, богатых как полезными ископаемыми, так и малыми реками с неустойчивым режимом стока;
- несоответствие внутригодового распределения стока и потребностей в воде;
- ограниченные возможности дальнейшего изменения межгодового и внутригодового распределений стока: отсутствие благоприятных топографических условий для создания водохранилищ