

УДК 556.164.072 (282.256.164.6)

МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРОЦЕССА ПОСТУПЛЕНИЯ ВОДЫ НА ПОВЕРХНОСТЬ РАВНИННОГО ВОДОСБОРА (НА ПРИМЕРЕ РЕКИ ИШИМ)

Канд. геогр. наук В.В. Голубцов
Канд. техн. наук В.И. Ли
 В.П. Попова

Приведенная модель учитывает динамику изменения метеорологических характеристик по широте, долготе и высоте местности и позволяет рассчитывать поступление воды на поверхность любой ландшафтной зоны бассейна. Модель может быть использована в гидрологических расчетах и при разработке методов прогноза стока.

При разработке модели формирования стока рек возникает необходимость в проведении анализа условий его формирования и выявлении наиболее значимых факторов, взаимосвязи между ними и характера их изменения во времени. К числу основных факторов обычно относятся снегозапасы, поступление талой и дождевой воды, влагозапасы и глубина промерзания почвогрунтов в различных зонах бассейна. Однако данных фактических измерений этих величин, как правило, недостаточно. Поэтому важное значение приобретает математическое моделирование элементарных процессов формирования стока с целью восстановления указанных характеристик. Анализ промежуточных результатов и сопоставление их с имеющимися данными измерений позволяет уточнять параметры модели.

При проведении настоящих исследований использована усовершенствованная концептуальная модель формирования стока горных рек, разработанная в лаборатории гидрологических расчетов и прогнозов КазНИГМИ [6]. В ее основу положены принципы, изложенные в работах А.Н. Важнова, В.Д. Комарова, Е.Г. Попова, Ю.М. Денисова [4, 12, 16, 1].

Первая часть модели описывает элементарные процессы формирования снегозапасов и поступления воды на поверхность бассейна, а также изменения влагозапасов, промерзания и оттаивания почвогрунтов. Для описания процесса поступления воды на поверхность горного бассейна использована модель А.Н. Важнова [4], существенно усовершенствованная Л.Н. Боровиковой и

Ю.Д. Денисовым [1]. Эта модель основана на использовании температурных коэффициентов при расчете интенсивности снеготаяния. В дальнейшем в нее внесены дополнения и уточнения. Введена функция, отражающая изменение покрытости снегом отдельных зон бассейна в течение периода снеготаяния [7]; разработаны модели, описывающие динамику плотности снега и его водоудерживающей способности [9]; усовершенствована схема расчета динамики альbedo снежного покрова [8].

Модель поступления воды на поверхность бассейна включает моделирование термического режима, изменения суточных сумм осадков и снегозапасов по зонам и самого процесса поступления. Термический режим и атмосферные осадки являются одними из основных факторов, влияющих на формирование снежного покрова, а также на другие процессы, определяющие в совокупности водность рек. Но измерение температуры воздуха производится в ограниченном числе пунктов наблюдений. Кроме того, осадки, измеренные на метеорологических станциях, не соответствуют их истинным значениям. Измеренные суммы осадков бывают, как правило, ниже, что связано, в основном, с ветровым недоучетом осадков, испарением их из ведра, а также потерями на его смачивание. Это создает дополнительные трудности при моделировании стока рек, которые преодолеваются путем введения поправок в измеренные значения атмосферных осадков и моделирования недостающей информации во всех зонах бассейна. Такое положение характерно и для бассейна реки Ишим.

Моделирование процесса подачи воды на поверхность водосбора можно разделить на два этапа - расчет среднесуточных температур воздуха, поступления твердых и жидких осадков и вычисление водоотдачи. Методом просеивания установлен вид оптимальной зависимости среднегодовых и среднемесячных температур воздуха от основных факторов

$$\theta(\varphi, \lambda, z) = a_{\varphi}\varphi^2 + b_{\varphi}\varphi + c_{\lambda}\lambda^2 + d_{\lambda}\lambda + e_z z^2 + f_z z, \quad (1)$$

где $\theta(\varphi, \lambda, z)$ - температура воздуха, $^{\circ}\text{C}$; φ - широта местности, рад; λ - долгота местности, рад; z - высота местности над уровнем моря, км; $a_{\varphi}, b_{\varphi}, c_{\lambda}, d_{\lambda}, e_z, f_z$ - параметры.

Для определения параметров этой зависимости применялся метод Гаусса. Используя разложение функции $\theta(\varphi, \lambda, z)$ в окрестностях точки $(\varphi_0, \lambda_0, z_0)$ в ряд Тэйлора [2]

$$\begin{aligned} \theta(\varphi, \lambda, z) = & \theta(\varphi_0, \lambda_0, z_0) + 1/1! [\partial/\partial\varphi_0 (\varphi - \varphi_0) + \partial/\partial\lambda_0 (\lambda - \lambda_0) + \\ & + \partial/\partial z_0 (z - z_0)] \theta(\varphi_0, \lambda_0, z_0) + 1/2! [\partial/\partial\varphi_0 (\varphi - \varphi_0) + \\ & + \partial/\partial\lambda_0 (\lambda - \lambda_0) + \partial/\partial z_0 (z - z_0)]^2 \theta(\varphi_0, \lambda_0, z_0), \end{aligned} \quad (2)$$

получим

$$\begin{aligned} \theta(\varphi, \lambda, z) = & \theta(\varphi_0, \lambda_0, z_0) + (2 a_\varphi \varphi_0 + b_\varphi)(\varphi - \varphi_0) + \\ & + (2 c_\lambda \lambda_0 + d_\lambda)(\lambda - \lambda_0) + (2 e_z z_0 + f_z)(z - z_0) + \\ & + a_\varphi (\varphi - \varphi_0)^2 + c_\lambda (\lambda - \lambda_0)^2 + e_z (z - z_0)^2. \end{aligned} \quad (3)$$

Обозначив

$$\begin{aligned} \gamma_2 = 2 a_\varphi \varphi_0 + b_\varphi, \quad \gamma_3 = 2 c_\lambda \lambda_0 + d_\lambda, \quad \gamma_4 = 2 e_z z_0 + f_z, \\ \gamma_5 = a_\varphi, \quad \gamma_6 = c_\lambda, \quad \gamma_7 = e_z, \end{aligned}$$

перепишем (3) в виде

$$\begin{aligned} \theta(\varphi, \lambda, z) = & \theta(\varphi_0, \lambda_0, z_0) + \gamma_2 (\varphi - \varphi_0) + \gamma_3 (\lambda - \lambda_0) + \\ & + \gamma_4 (z - z_0) + \gamma_5 (\varphi - \varphi_0)^2 + \gamma_6 (\lambda - \lambda_0)^2 + \gamma_7 (z - z_0)^2, \end{aligned} \quad (4)$$

где $\theta(\varphi, \lambda, z)$ и $\theta(\varphi_0, \lambda_0, z_0)$ - значения среднесуточных температур в точках с координатами (φ, λ, z) и $(\varphi_0, \lambda_0, z_0)$.

Годовой ход параметров γ_i ($i=2 \div 7$) может быть аппроксимирован выражениями вида

$$\gamma_i = \gamma_{срi} + A_{\gamma i} \cos [2\pi(t - \tau_i) / 365], \quad (5)$$

где $\gamma_{срi}$ - среднее значение параметра γ_i ; $A_{\gamma i}$ - полуамплитуда колебаний параметра γ_i ; t - текущее время, отсчитываемое от начала года, сут; τ_i - время, отсчитываемое от начала года и соответствующее наступлению максимума γ_i , сут. Значения параметров $\gamma_{срi}$, $A_{\gamma i}$, τ_i приведены в табл. 1

Таблица 1

Значения параметров $\gamma_{срi}$, $A_{\gamma i}$, τ_i для бассейна р. Ишим

Параметр	$\gamma_{срi}$	$A_{\gamma i}$	τ_i
γ_2	-21,55	-27,14	155
γ_3	116,51	255,40	155
γ_4	-4,2	-14,50	150
γ_5	-2,15	-26,32	166
γ_6	-1,037	-2,89	145
γ_7	-2,75	3,04	145

Величина $\theta(\varphi_0, \lambda_0, z_0)$ в (4) определяется по формуле

$$\theta(\varphi_0, \lambda_0, z_0) = 1/n \sum_{i=1}^n \{ \theta(\varphi_i, \lambda_i, z_i) - [\gamma_2 (\varphi_i - \varphi_0) + \gamma_3 (\lambda_i - \lambda_0) + \gamma_4 (z_i - z_0) + \gamma_5 (\varphi_i - \varphi_0)^2 + \gamma_6 (\lambda_i - \lambda_0)^2 + \gamma_7 (z_i - z_0)^2] \} \quad (6)$$

по данным наблюдений на метеорологических станциях, расположенных в бассейне. Здесь n - количество метеостанций; $\theta(\varphi_i, \lambda_i, z_i)$ - измеренное значение среднесуточной температуры воздуха на i -ой метеостанции с координатами $(\varphi_i, \lambda_i, z_i)$. Используя выражения (4 - 6), можно получить среднесуточные значения температуры воздуха для любой зоны речного бассейна и в любой момент времени t .

Для расчета осадков, выпадающих в пределах отдельных зон бассейна, проведены аналогичные исследования. Это позволило установить, что зависимость годовых и месячных сумм осадков от основных факторов имеет вид

$$x(\varphi, \lambda, z) = A_\varphi \varphi^2 + B_\varphi \varphi + C_\lambda \lambda^2 + D_\lambda \lambda + E_z z^2 + F_z z, \quad (7)$$

где $x(\varphi, \lambda, z)$ - осадки, мм; φ - широта местности, рад; λ - долгота местности, рад; z - высота местности, км. $A_\varphi, B_\varphi, C_\lambda, D_\lambda, E_z, F_z$ - параметры.

Используя разложение функции $x(\varphi, \lambda, z)$ в окрестностях точки $(\varphi_0, \lambda_0, z_0)$ в ряд Тэйлора

$$x(\varphi, \lambda, z) = x(\varphi_0, \lambda_0, z_0) + 1/1! [\partial/\partial\varphi_0 (\varphi - \varphi_0) + \partial/\partial\lambda_0 (\lambda - \lambda_0) + \partial/\partial z_0 (z - z_0)] x(\varphi_0, \lambda_0, z_0) + 1/2! [\partial/\partial\varphi_0 (\varphi - \varphi_0) + \partial/\partial\lambda_0 (\lambda - \lambda_0) + \partial/\partial z_0 (z - z_0)]^2 x(\varphi_0, \lambda_0, z_0) \quad (8)$$

и вынося за скобки $x(\varphi_0, \lambda_0, z_0)$, получим

$$x(\varphi, \lambda, z) = x(\varphi_0, \lambda_0, z_0) [1 + (2 A_\varphi \varphi_0 + B_\varphi) / x(\varphi_0, \lambda_0, z_0) (\varphi - \varphi_0) + (2 C_\lambda \lambda_0 + D_\lambda) / x(\varphi_0, \lambda_0, z_0) (\lambda - \lambda_0) + (2 E_z z_0 + F_z) / x(\varphi_0, \lambda_0, z_0) (z - z_0) + A_\varphi / x(\varphi_0, \lambda_0, z_0) (\varphi - \varphi_0)^2 + C_\lambda / x(\varphi_0, \lambda_0, z_0) (\lambda - \lambda_0)^2 + E_z / x(\varphi_0, \lambda_0, z_0) (z - z_0)^2], \quad (9)$$

Обозначив

$$k_2 = (2 A_\varphi \varphi_0 + B_\varphi) / x(\varphi_0, \lambda_0, z_0), \quad k_3 = (2 C_\lambda \lambda_0 + D_\lambda) / x(\varphi_0, \lambda_0, z_0), \\ k_4 = (2 E_z z_0 + F_z) / x(\varphi_0, \lambda_0, z_0), \quad k_5 = A_\varphi / x(\varphi_0, \lambda_0, z_0), \\ k_6 = C_\lambda / x(\varphi_0, \lambda_0, z_0), \quad k_7 = E_z / x(\varphi_0, \lambda_0, z_0),$$

перепишем (9) в виде

$$x(\varphi, \lambda, z) = x(\varphi_0, \lambda_0, z_0) [1 + k_2 (\varphi - \varphi_0) + k_3 (\lambda - \lambda_0) + k_4 (z - z_0) + k_5 (\varphi - \varphi_0)^2 + k_6 (\lambda - \lambda_0)^2 + k_7 (z - z_0)^2], \quad (10)$$

где $x(\varphi, \lambda, z)$ и $x(\varphi_0, \lambda_0, z_0)$ - значения суточных сумм осадков в точках с координатами (φ, λ, z) и $(\varphi_0, \lambda_0, z_0)$.

Годовой ход параметров k_i ($i = 2 - 7$) может быть аппроксимирован выражениями вида

$$k_i = k_{срi} + A_{ki} \cos [2\pi (t - \tau_i) / 365], \quad (11)$$

где $k_{срi}$ - среднее значение параметра k_i ; A_{ki} - полуамплитуда колебаний параметра k_i ; t - текущее время, отсчитываемое от начала года, сут; τ_i - время, отсчитываемое от начала года и соответствующее наступлению максимума k_i , сут.

Значения параметров $k_{срi}$, A_{ki} , τ_i приведены в табл. 2.

Таблица 2

Значения параметров $k_{срi}$, A_{ki} , τ_i для бассейна р. Ишим

Параметр	$k_{срi}$	A_{ki}	τ_i
k_2	2,25	7,89	180
k_3	-28,21	127,89	210
k_4	0,4	6,35	180
k_5	3,8	8,88	166
k_6	0,27	-1,12	166
k_7	0,61	-0,88	180

Значение $x(\varphi_0, \lambda_0, z_0)$ в (10) определяется по формуле

$$x(\varphi_0, \lambda_0, z_0) = 1/n \sum_{i=1}^n \{x(\varphi_i, \lambda_i, z_i) / [(k_2 (\varphi_i - \varphi_0) + k_3 (\lambda_i - \lambda_0) + k_4 (z_i - z_0) + k_5 (\varphi_i - \varphi_0)^2 + k_6 (\lambda_i - \lambda_0)^2 + k_7 (z_i - z_0)^2)]\} \quad (12)$$

на основе данных наблюдений на метеорологических станциях, расположенных в бассейне. Здесь n - количество метеостанций; $x(\varphi_i, \lambda_i, z_i)$ - измеренное значение суточной суммы осадков на i -й метеостанции с координатами $(\varphi_i, \lambda_i, z_i)$. При этом выражения (10) - (12) позволяют рассчитывать значения суточных сумм осадков для любой зоны речного бассейна и в любой момент времени t .

Для устранения несоответствия между измеренными и истинными значениями осадков при моделировании рекомендуется использовать выражения

$$x_{\text{ж}}^*(h_j, t) = x_{\text{ж}}(h_j, t) + m_{\text{ж}} / [x_{\text{ж}}(h_j, t)]^{n_{\text{ж}}}, \quad (13)$$

$$x_{\text{т}}^*(h_j, t) = x_{\text{т}}(h_j, t) + m_{\text{т}} / [x_{\text{т}}(h_j, t)]^{n_{\text{т}}}, \quad (14)$$

где $x_{\text{ж}}^*(h_j, t)$, $x_{\text{т}}^*(h_j, t)$ - исправленные суточные суммы жидких и твердых осадков, мм; $x_{\text{ж}}(h_j, t)$, $x_{\text{т}}(h_j, t)$ - измеренные суточные суммы жидких и твердых осадков, мм; $m_{\text{ж}}$, $m_{\text{т}}$, $n_{\text{ж}}$, $n_{\text{т}}$ - параметры. Они получены на основе связей между исправленными по методике ГГО - КазНИИ и измеренными осадками [3], установленных по данным за ряд лет.

Значения параметров $m_{\text{ж}}$, $n_{\text{ж}}$, $m_{\text{т}}$, $n_{\text{т}}$ для опорных метеорологических станций приведены в табл. 3.

Таблица 3

Значения параметров $m_{\text{ж}}$, $n_{\text{ж}}$, $n_{\text{т}}$, $m_{\text{т}}$

Метеостанция	$m_{\text{ж}}$	$n_{\text{ж}}$	$m_{\text{т}}$	$n_{\text{т}}$
Акмола	0,82	0,86	1,52	0,44
Атбасар	0,78	0,82	1,27	0,52
Алексеевка	0,77	0,83	1,58	0,47
Балкашино	0,79	0,83	1,15	0,75
Есиль	0,85	0,92	1,32	0,64
Жалтыр	0,81	0,87	1,11	0,67
Казгородок	0,78	0,84	1,98	0,46

Для разделения осадков по фазовому состоянию (снег или дождь) используется способ, предложенный Г.Е. Глазыриным [5] и основанный на определении для каждой высотной зоны критических значений температуры воздуха θ_1 и θ_2 . При среднесуточной температуре воздуха $\theta \geq \theta_2$ осадки относятся к жидким, при $\theta \leq \theta_1$ - к твердым, при $\theta_1 < \theta < \theta_2$ - к смешанным. При этом количество жидких ($x_{\text{ж}}$) и твердых ($x_{\text{т}}$) осадков соответственно определяется с помощью выражений

$$x_{\text{ж}} = \begin{cases} x & \text{при } \theta \geq \theta_2 \\ x(\theta - \theta_1) / (\theta_2 - \theta_1) & \text{при } \theta_1 < \theta < \theta_2, \\ 0 & \text{при } \theta \leq \theta_1 \end{cases} \quad (15)$$

$$x_{\text{т}} = x - x_{\text{ж}}, \quad (16)$$

где x - общее количество осадков, мм.

По исследованиям Г.Е. Глазырина, критическое значение температуры θ_1 мало изменяется с высотой местности. Его можно

принять равным минус 1,25 °С. Зависимость параметра θ_2 от высоты местности имеет вид

$$\theta_2 = \theta_{\min} + (\theta_{\max} - \theta_{\min}) / [\exp(a + bz) + 1], \quad (17)$$

где $\theta_{\min} = 4$ °С - критическое значение температуры θ_2 при $z \leq 0$ км; $\theta_{\max} = 10$ °С - критическое значение температура θ_2 при $z \rightarrow \infty$; $a = 4,61$ и $b =$ минус 1,42 - эмпирические параметры. При моделировании формирования и схода снежного покрова количество стаявшего снега S за сутки принято пропорциональным среднесуточной положительной температуре воздуха. При этом учитывается, что количество стаявшего снега на один градус положительной среднесуточной температуры воздуха изменяется от 2 до 5 мм/°С в сутки [5, 12]. Это изменение в значительной мере связано с динамикой альbedo заснеженной поверхности. Поэтому для расчета таяния снежного покрова используется выражение

$$S^* = k^* \theta + (k^{**} \theta + k^{***})(1 - A), \quad (18)$$

где S^* - количество стаявшего снега, мм; A - альbedo снега, в долях от единицы; k^* , k^{**} , k^{***} - эмпирические коэффициенты соответственно равные 2,7; 4,6 и 13,1 [6]. Динамика изменения альbedo учитывается с помощью выражений, приведенных в работе [8], в дни без снегопадов периода снеготаяния

$$A_n = a + (A_{n-1} - a) \exp \{-\lambda_1 S_n / H_{n-1}\}; \quad (19)$$

в дни без снегопадов и при отсутствии таяния снега

$$A_n = a + m_A(A_{n-1} - a); \quad (20)$$

в дни со снегопадами

$$A_n = \begin{cases} A_{\max}, & \text{если } x > x_{\text{кр}} \\ A_{n-1}, & \text{если } x \leq x_{\text{кр}}. \end{cases} \quad (21)$$

Здесь A_{n-1} , A_n - соответственно предыдущее и последующее значения альbedo снежного покрова, в долях единицы; a - альbedo льда, в долях единицы; λ_1 - эмпирический коэффициент; S_n - суточное количество стаявшего снега, мм; H_{n-1} - значение предшествующих снегозапасов, мм; $m_A = \exp(-\lambda_2)$ - эмпирический коэффициент; A_{\max} - альbedo свежесвыпавшего снега; x - суточная сумма осадков, мм; $x_{\text{кр}}$ - критическое

значение осадков, при превышении которого происходит увеличение A_n . Средне-многолетнее значение альбедо льда определено по данным П.П. Кузьмина [13] и составляет 0,20. Альбедо свежавыпавшего снега задано в зависимости от температурных условий равным альбедо сухого ($A_{\max,c}$) или мокрого ($A_{\max,m}$) свежавыпавшего снега, а именно:

$$A_{\max} = \begin{cases} A_{\max,c} & \text{при } \theta \leq \theta_1 \\ A_{\max,m} & \text{при } \theta_1 < \theta < \theta_2. \end{cases} \quad (22)$$

Согласно исследованиям П.П. Кузьмина [13], $A_{\max,c} = 0,80$, $A_{\max,m} = 0,75$. Принято также, что $\lambda_1 = 0,97$, $\lambda_2 = 2,5$, откуда $m_A = 0,33$.

Таким образом, количество стаявшего снега определялось, исходя из условий:

$$S = \begin{cases} S^*, & \text{если } S^* > 0 \quad \text{и} \quad H_{n-1} > 0 \\ 0 & \text{если } S^* \leq 0 \quad \text{или} \quad H_{n-1} = 0. \end{cases} \quad (23)$$

На количество стаявшего снега оказывают влияние также жидкие осадки, выпадающие на поверхность снежного покрова. Поэтому общее количество стаявшего снега S' можно представить как

$$S' = S + S_x. \quad (24)$$

Влияние жидких осадков учитывается с помощью выражения

$$S_x = k_x \theta x, \quad (25)$$

где S_x - слой талой воды, образовавшейся в результате воздействия осадков на снежный покров, мм; k_x - эмпирический коэффициент, который в первом приближении можно принять равным 0,1.

Бассейны равнинных рек характеризуются обычно существенной неравномерностью залегания снежного покрова, связанной с перераспределением его под действием ветра. Коэффициенты вариации пространственного залегания снежного покрова перед началом снеготаяния колеблются в пределах 0,30 - 0,80. Учет неравномерности распределения снега производится путем определения покрытости бассейна снегом по выражению

$$\Phi = 1 - (1 - H_{\text{отн}})^{-0,9 C_V - 1}, \quad (26)$$

полученному перерасчетом теоритической кривой обеспеченности при $C_S = 2C_V$ [7]. Здесь Φ - покрытость в долях единицы; $H_{\text{отн}}$ - текущий запас воды в снеге в долях максимального запаса за зиму; C_V - коэффициент вариации залегания снежного покрова, принятый для бассейна р. Ишим равным 0,45.

В процессе снеготаяния в первую очередь освобождаются от снега площади с наименьшими снеготзапасами. При этом на ход снеготаяния по-разному влияют осадки, выпавшие на площади, покрытые снегом (Φ_1) и освободившиеся от него (Φ_2). В модели такие осадки учитываются отдельно. В первом случае, твердые осадки рассматриваются как приращение снеготзапасов. Во втором случае, неуспевшие стаять в течение суток выпавшие осадки представляются в виде остатка нарастающего снега. Стаивание с площади, покрытой снегом, рассчитывается, исходя из условий:

$$S_1 = \begin{cases} S'\Phi & \text{при } H_{2,n-1} + (x_T\Phi) > S'\Phi \\ H_{2,n-1} + (x_T\Phi) & \text{при } H_{2,n-1} + (x_T\Phi) \leq S'\Phi \\ 0 & \text{при } S'\Phi = 0 \text{ или } H_{2,n-1} + (x_T\Phi) = 0, \end{cases} \quad (27)$$

Для определения стаивания с площади, освободившейся от снега, используются условия:

$$S_2 = \begin{cases} S'\Phi_1 & \text{при } H'_{n-1} + (x_T\Phi_1) > S'\Phi_1 \\ H'_{n-1} + (x_T\Phi_1) & \text{при } H'_{n-1} + (x_T\Phi_1) \leq S'\Phi_1, \\ 0 & \text{при } S'\Phi_1 = 0 \text{ или } H'_{n-1} + (x_T\Phi_1) = 0 \end{cases} \quad (28)$$

здесь S_1 - слой талой воды, образовавшийся на поверхности, покрытой снегом, мм; S' - максимально возможный слой талой воды, определяемый из (24), мм; $H_{2,n-1}$ - снеготзапасы на конец предшествующих суток, мм; x_T - твердые осадки, мм. S_2 - слой стаивания с поверхности, освободившейся от снега, мм; $\Phi_1 = 1 - \Phi$ - доля площади, освободившейся от снега; H'_{n-1} - остаток нарастающего снега на конец предшествующих суток, мм.

После определения S_1 и S_2 вычисляются общие значения слоя стаивания S_3 и снеготзапасов на конец текущих суток с площадей, покрытых снегом и освободившихся от него

$$S_3 = S_1 + S_2, \quad (29)$$

$$H_{2,n} = \begin{cases} H_{2,n-1} + x_T\Phi - S_1 - E\Phi & \text{при } H_{2,n-1} + (x_T\Phi) > (S_1 + E\Phi) \\ 0 & \text{при } H_{2,n-1} + (x_T\Phi) \leq (S_1 + E\Phi), \end{cases} \quad (30)$$

$$H'_n = \begin{cases} H'_{n-1} + x_r \Phi_1 - S_2 - E \Phi_1 & \text{при } (H'_{n-1} + x_r \Phi_1) > (S_2 + E \Phi_1) \\ 0 & \text{при } (H'_{n-1} + x_r \Phi_1) \leq (S_2 + E \Phi_1), \end{cases} \quad (31)$$

где $H_{2,n}$ - снеготзапасы на конец текущих суток, мм; $H_{2,n-1}$ - то же на конец предшествующих суток, мм; E - испарение с поверхности снега, мм; H'_n - остаток нарастающего снега на конец текущих суток, мм; H'_{n-1} - то же на конец предшествующих суток, мм. При этом для незалесенных участков, согласно [17], величина E принимается равной 0,2 при отрицательных температурах воздуха и 0,4 в остальных случаях.

Снежный покров в начальный период таяния обладает способностью аккумулировать часть влаги, количественно зависящей от структуры снега. В частности, мелкокристаллический снег имеет большую водоудерживающую способность, чем крупнозернистый [13, 14]. Структура снега связана с его плотностью. Поэтому последняя может быть принята в качестве характеристики водоудерживающей способности снега. Зависимость водоудерживающей способности снега от его плотности впервые использована для практических расчетов А.Г. Ковзелем [14] и Е.Г. Поповым [16]. Для расчета плотности снежного покрова в модели используется упрощенная схема как для периода снегонакопления, так и для периода снеготаяния [7].

Интерполяционное выражение для расчета плотности по суточным интервалам времени в период формирования снежного покрова имеет вид

$$d_n = d_{\max 1} - \alpha_d (d_{\max 1} - d_{n-1}), \quad (32)$$

где d_n - плотность на конец текущих суток, г/см³; d_{n-1} - то же на конец предыдущих суток, г/см³; $\alpha_d = \exp \{-\beta_1\}$ - эмпирический коэффициент. Параметр $d_{\max 1}$ представляет собой среднее многолетнее значение плотности в конце периода формирования снежного покрова (перед началом весеннего снеготаяния) и устанавливается по данным наблюдений. Для открытой местности он обычно находится в пределах 0,25- 0,30 г/см³. Значение коэффициента β_1 определяется, исходя из условия наилучшего соответствия измеренных и рассчитанных значений плотности за период снегонакопления. В первом приближении β_1 может быть принят равным 0,025. Значение α_d соответственно составит 0,975.

Изменение плотности снежного покрова в период снеготаяния в основном связано с воздействием термического и водного факторов, обуславливающих превращение структуры снега из кристаллической в

зернистую [13]. В качестве характеристики, учитывающей влияние указанных факторов на изменение плотности снега, можно использовать отношение S/H [9].

Расчет плотности снега в период снеготаяния производится по выражению

$$d_n = d_{\max 2} - (d_{\max 2} - d_{n-1}) \exp \{-\beta_2 S_n / H_{2 n-1}\}, \quad (33)$$

где S_n - слой талой воды за период от начала снеготаяния до расчетной даты, мм; $d_{\max 2}$ - максимальная плотность снега в конце снеготаяния, $г/см^3$; β_2 - эмпирический коэффициент.

Параметр $d_{\max 2}$, по исследованиям П.П. Кузьмина [13], равен $0,48 г/см^3$. Коэффициент β_2 определяется по материалам наблюдений, аналогично параметру β_1 и в первом приближении может быть равным 4,5.

Плотность снежного покрова после снегопада находится как средневзвешенное из значений плотности снежного покрова до снегопада и свежеснег выпавшего снега

$$d = (H_{n-1} d_{n-1} + x_T d_{\min}) / (H_{n-1} + x_T), \quad (34)$$

где x_T - твердые осадки, мм; d_{\min} - плотность свежеснег выпавшего снега, $г/см^3$. Для сухого снега и мокрого снега, согласно [13], как

$$d_{\min} = \begin{cases} 0,10 & \text{при } \theta \leq \theta_1 \\ 0,15 & \text{при } \theta_1 < \theta < \theta_2. \end{cases} \quad (35)$$

Способность снега удерживать определенное количество влаги оказывает существенное влияние на динамику его водоотдачи [10, 11, 15]. В начальный период снеготаяния талые воды почти полностью задерживаются в снежной толще. По мере схода снега, суточная водоотдача увеличивается до размера слоя стаивания, а затем и превышает его за счет отдачи задержанной воды. Поэтому при расчете поступления воды на поверхность бассейна крайне необходимо располагать сведениями об изменении водоудерживающей способности снега в период его таяния. Чаще всего ее выражают в виде отношения слоя жидкой влаги, удерживаемой снегом, к запасу воды в нем.

В модели используется связь водоудерживающей способности $\gamma_{в.у.}$ и отклонений соответствующих значений плотности снега от максимального значения, установленные по данным, приведенным в работах П.П. Кузьмина [13] и Е.Г. Попова [16]. Эта связь имеет следующее аналитическое выражение:

$$\gamma_{в.у.} = 1,17(d_{\max} - d)^3, \quad (36)$$

где $d_{\max} = 0,916 \text{ г/см}^3$ - плотность льда; d - плотность снега, г/см^3 ; $\gamma_{в.у.}$ - влагоемкость снега, в долях единицы. Это выражение, с учетом (32), (33), позволяет определять влагоемкость снега в зависимости от изменения его плотности как при формировании снежного покрова, так и в период снеготаяния. При этом плотность снежного покрова, а также его водоудерживающая способность $\gamma_{в.у.}$ рассчитываются отдельно для площадей Φ_1 и Φ_2 .

Водоотдача из снега в период снеготаяния начинается после того, как аккумулированная в нем влага в виде талой воды и жидких осадков превысит водоудерживающую способность снега. Учитывая это, количество аккумулированной воды h'_a на поверхности, покрытой снегом, определяется, исходя из условий:

$$h'_{a,n} = \begin{cases} h'_{a,n-1} + S_1 + x_{ж}\Phi & \text{при } h'_{a,n-1} + S_1 + x_{ж}\Phi < h'_T \\ h'_T & \text{при } h'_{a,n-1} + S_1 + x_{ж}\Phi \geq h'_T, \end{cases} \quad (37)$$

где $h'_{a,n-1}$ и $h'_{a,n}$ - вода, аккумулированная в снеге, соответственно на конец предшествующих суток и текущих суток, мм; $h'_T = \gamma'_{в.у.} H_{2,n-1}$; $\gamma'_{в.у.}$ - водоудерживающая способность снега на площади Φ_1 , мм. Количество аккумулированной воды h''_a на поверхности, освободившейся от снега, определяется аналогично (37):

$$h''_{a,n} = \begin{cases} h''_{a,n-1} + S_2 + x_{ж}\Phi_1 & \text{при } h''_{a,n-1} + S_2 + x_{ж}\Phi_1 < h''_T \\ h''_T & \text{при } h''_{a,n-1} + S_2 + x_{ж}\Phi_1 \geq h''_T, \end{cases} \quad (38)$$

где $h''_{a,n-1}$ и $h''_{a,n}$ - вода, аккумулированная в остатке нерастаявшего снега, соответственно на конец предшествующих суток и текущих суток, мм; $h''_T = \gamma''_{в.у.} H'_{n-1}$; $\gamma''_{в.у.}$ - водоудерживающая способность остатка нерастаявшего снега, мм.

При отрицательных температурах воздуха вода, аккумулированная в снеге, может замерзать, пополняя снегозапасы. Расчет замерзшей воды производится по коэффициенту замерзания, выраженному в мм на градус минимальной отрицательной температуры воздуха в сутки:

$$S_{\text{зам.}} = k_{\text{зам.}} \theta_{\min}. \quad (39)$$

Здесь $S_{\text{зам}}$ - количество замерзшей аккумулярованной в снеге воды, мм; $k_{\text{зам}}$ - коэффициент заморзания мм/ $^{\circ}\text{C}$ в сутки; $\theta_{\text{мин}}$ - минимальная отрицательная температура за сутки, $^{\circ}\text{C}$. Значение $k_{\text{зам}}$, согласно [13], принимается равным 0,25 мм/ $^{\circ}\text{C}$ в сутки. Для расчета $\theta_{\text{мин}}$ используется выражение

$$\theta_{\text{мин}} = 0,96 \theta - 3,23, \quad (40)$$

полученное по данным метеорологических станций Восточного Казахстана, Джунгарского и Заилийского Алатау. Существенных различий в значениях параметров этой зависимости по территории не наблюдается.

Запас аккумулярованной воды в снеге при $\theta < 0^{\circ}\text{C}$ на площади, покрытой снегом, находится, исходя из условий:

$$h'_{a,n} = \begin{cases} h'_{a,n-1} & \text{при } S_{\text{зам}} \Phi = 0 \\ h'_{a,n-1} - S_{\text{зам}} \Phi & \text{при } h'_{a,n-1} > S_{\text{зам}} \Phi \\ 0 & \text{при } h'_{a,n-1} \leq S_{\text{зам}} \Phi \end{cases} \quad (41)$$

Аналогично можно записать условия для определения запаса аккумулярованной влаги на площади, освободившейся от снега:

$$h''_{a,n} = \begin{cases} h''_{a,n-1} & \text{при } S_{\text{зам}} \Phi_1 = 0 \\ h''_{a,n-1} - S_{\text{зам}} \Phi_1 & \text{при } h''_{a,n-1} > S_{\text{зам}} \Phi_1 \\ 0 & \text{при } h''_{a,n-1} \leq S_{\text{зам}} \Phi_1 \end{cases} \quad (42)$$

Снегозапасы на площади, покрытой снегом, с учетом замерзшей воды рассчитываются, исходя из условий:

$$H_{2,n} = \begin{cases} H_{2,n-1} & \text{при } S_{\text{зам}} \Phi = 0 \\ H_{2,n-1} + S_{\text{зам}} \Phi & \text{при } h'_{a,n-1} > S_{\text{зам}} \Phi \\ H_{2,n-1} + h'_{a,n-1} & \text{при } h'_{a,n-1} \leq S_{\text{зам}} \Phi \end{cases} \quad (43)$$

Условия для определения приращения к остатку нерастаявшего снега на площади Φ_2 имеют такой же вид:

$$H'_n = \begin{cases} H'_{n-1} & \text{при } S_{\text{зам}} \Phi_1 = 0 \\ H'_{n-1} + S_{\text{зам}} \Phi_1 & \text{при } h''_{a,n-1} > S_{\text{зам}} \Phi_1 \\ H'_{n-1} + h''_{a,n-1} & \text{при } h''_{a,n-1} \leq S_{\text{зам}} \Phi_1 \end{cases} \quad (44)$$

Вследствие цементации снега замерзшей в нем аккумулярованной водой изменяется его плотность. Ее можно рассчитывать как средневзвешенное значение плотности снежного покрова d'_{n-1} до начала замерзания и льда d_{\max}

$$d'_n = (H_{2, n-1} d'_{n-1} + S_{\text{зам}} \Phi d_{\max}) / (H_{2, n-1} + S_{\text{зам}} \Phi). \quad (45)$$

Аналогичный вид имеет выражение для расчета плотности остатка нарастающего снега:

$$d''_n = (H'_{n-1} d''_{n-1} + S_{\text{зам}} \Phi_1 d_{\max}) / (H'_{n-1} + S_{\text{зам}} \Phi_1). \quad (46)$$

С учетом изложенного, водоотдача рассчитывается по следующим выражениям:

$$b_1 = \begin{cases} 0 & \text{при } S_1 + X_{\text{ж}} \Phi + h'_{a, n-1} \leq h'_T \\ S_1 + X_{\text{ж}} \Phi + (h'_{a, n-1} - h'_T) & \text{при } S_1 + X_{\text{ж}} \Phi + h'_{a, n-1} > h'_T, \end{cases} \quad (47)$$

$$b_2 = \begin{cases} 0 & \text{при } S_2 + X_{\text{ж}} \Phi_1 + h''_{a, n-1} \leq h''_T \\ S_2 + X_{\text{ж}} \Phi_1 + (h''_{a, n-1} - h''_T) & \text{при } S_2 + X_{\text{ж}} \Phi_1 + h''_{a, n-1} > h''_T, \end{cases} \quad (48)$$

$$b_{\Sigma} = (b_1 + b_2), \quad (49)$$

$$b_{\Sigma} = 0,0116F(b_1 + b_2), \quad (50)$$

где b_1 - значение водоотдачи с площади, покрытой снегом, мм/сут; $X_{\text{ж}}$ - жидкие осадки, мм. b_{Σ} - значение подачи, мм/сут. (49) и $\text{м}^3/\text{с}$ (50); 0,0116 - коэффициент размерности; F - площадь, на которую производится подача, км^2 , где b_2 - значение водоотдачи с площади, освободившейся от снега, мм/сут.

Таким образом, поступление воды на поверхность равнинного бассейна моделируется в соответствии с принципами ландшафтнo-дифференцированного способа расчета водного баланса равнинных территорий. Расчет поступления воды предусмотрен отдельно (по широте, долготе и высоте) для зон с различными типами подстилающей поверхности, а в период снеготаяния, кроме того, для площадей, покрытых снегом и освободившихся от него. Общее поступление воды определяется суммированием его значений, полученных для отдельных частей равнинного бассейна. Предложенная модель процесса

поступления воды на поверхность равнинного водосбора может быть использована в гидрологических расчетах и при разработке методов прогноза стока.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Боровикова Л.Н., Денисов Ю.М. Модель поступления воды на поверхность горного бассейна и некоторые результаты ее проверки на бассейнах рек Западного Тянь - Шаня // Тр. САНИГМИ. - 1970. - Вып. 52 (67). - С. 3-20.
2. Браславский А.П., Чистяева С.П. Определение исправленных атмосферных осадков по методике ГГО - КазНИИ // Тр. КазНИИ Госкомгидромета - 1980. - Вып.65. - С. 3-94.
3. Бронштейн И.Н., Семендяев К.А. Справочник по математике. - М.: Наука, 1964. - 608 с.
4. Важнов А.Н. Анализ и прогноз стока рек Казахстана.- М.: Гидрометеиздат, 1966. - 274 с.
5. Глазырин Г.Е. Фазовое состояние осадков в горах в зависимости от приземной температуры воздуха // Метеорология и гидрология. - 1970. - № 1. - С. 30-34.
6. Голубцов В.В. О построении математической модели формирования стока в горном бассейне // Тр. КазНИГМИ. - Вып. 48. - С. 3-25.
7. Голубцов В.В., Ли В.И. Уточнение схемы расчета поступления воды на поверхность горного бассейна // Тр. КазНИГМИ. - 1975. - Вып. 48. - С. 60-64.
8. Голубцов В.В., Ли В.И. Использование альbedo при расчете снеготаяния по температуре воздуха // Тр. КазНИИ Госкомгидромета. - 1987. - Вып. 97. - С. 35-44.
9. Голубцов В.В., Ли В.И. Об упрощенном способе расчета плотности снега и его водоудерживающей способности // Тр. КазНИГМИ. - 1988. - Вып. 101. - С. 83-85.
Гуревич М.И. Интенсивность снеготаяния и водоотдачи из снега и методика их определения // Тр. ГГИ. - 1948. - Вып. 6(60). - С. 7-13.
10. Ковзель А.Г. Исследование процессов формирования стока талых вод на малом водосборе // Тр. ГГИ. - 1953. - Вып. 38 (92). - С. 216-246.
11. Комаров В.Д. Весенний сток равнинных рек Европейской части СССР, условия его формирования и методы прогнозов. - Л.: Гидрометеиздат, 1959. - 296 с.
12. Кузьмин П.П. Физические свойства снежного покрова. - Л.: Гидрометеиздат, 1957. - 160 с.
13. Кузьмин П.П. Формирование снежного покрова и методы его определения. - Л.: Гидрометеиздат, 1960. - 171 с.

14. Попов Е.Г. К расчету водоотдачи тающего снега // Тр. ЦИПа. - 1955.- Вып. 40 (67). - С. 33-38.
15. Попов Е.Г. Вопросы теории и практики прогнозов речного стока. - М.: Гидрометеиздат, 1963. - 395 с.
16. Шенис И.Д., Геткер М.И., Геткер К.М. Оценка климатических характеристик снежного покрова и осадков в горах с помощью математической модели формирования снеготазов // Материалы гляциологических исследований. - 1987. - Вып. 61. - С. 62-68.

Казахский научно-исследовательский институт мониторинга окружающей среды и климата

ЖАЗЫҚ АЙМАҚТА ОРНАЛАСҚАН СУ ЖИНАЛЫМЫНЫҢ БЕТІНЕ СУДЫҢ КЕЛУ ПРОЦЕССТЕРІНІҢ ҮЛГІСІН ЖАСАУ (МЫСАЛҒА ЕСІЛ ӨЗЕНІ КЕЛТІРІЛГЕН)

Геогр. ғ. канд. В.В. Голубцов

Техн. ғ. канд. В.И. Ли

В.П. Попова

Келтірілген үлгі аймақтың енділігіне, ұзақтығына және биіктігіне қарай метеорологиялық сипаттаманың өзгеру қозғалысын есепке алады және су алқаптың әр түрлі ландшафты аймағының бетіне судың келуін есептеуге мүмкіндік береді. Гидрологиялық есептеуге және су ағысын болжау әдістерін өңдеуге үлгіні қолдануға болады.