

РЕГИОНАЛЬНЫЙ ГИДРОЛОГИЧЕСКИЙ РЕЖИМ ГОРНОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ

© 2021 г. В. Г. Коновалов*

Институт географии РАН, Москва, Россия

*e-mail: vladgeo@gmail.com

Поступила в редакцию 23.06.2020 г.

После доработки 06.02.2021 г.

Принята к публикации 02.03.2021 г.

Для бассейнов рек снегово-ледникового типа формирования стока разработана научно-информационная основа расчета составляющих уравнения годового водного баланса (сток, осадки, испарение, динамические запасы воды), которая включает: а) определение средних и средневзвешенных параметров квазиоднородных групп ледников путем структурирования либо классификации исходного множества N_{gl} ледников выше замыкающего гидрологического створа, б) рекомендации для расчета слоев осадков, испарения и средних значений температуры воздуха и упругости водяного пара в воздухе как функции высоты местности, в) состав типов поверхности ледников в период абляции для расчета водного баланса, г) определение объемов абляции, осадков и испарения для N_{gl} ледников, д) результаты расчета средних за 30-летний интервал составляющих водного баланса для 26 речных бассейнов Евразии с площадью оледенения от 102 до 14 113 км². Отклонение измеренного годового стока от рассчитанного по уравнению водного баланса составило от –1.8 до 9.4%.

Ключевые слова: водный баланс, ледниковый сток, Евразия, моделирование, классификация ледников, абляция, осадки, испарение

DOI: 10.31857/S2587556621030080

ВВЕДЕНИЕ И ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ

Для рек снегово-ледникового типа формирования стока связь между составляющими годового гидрологического цикла (сток, осадки, испарение) выражает уравнение водного баланса речного бассейна в виде:

$$R = K_R (P - E + W_{gl}) + \Delta W, \quad (1)$$

где R — измеренный сток, км³; P — сумма жидких осадков и разности аккумуляции Ac_{snow} и абляции Ab_{snow} сезонного снега; W_{gl} — таяние многолетних запасов льда и фирна возрастом более одного года; E — испарение с деятельной поверхности водосбора; ΔW — динамические запасы воды в бассейне; K_R — коэффициент трансформации в сток объема воды, поступившей на поверхность бассейна. В соответствии с уравнением (1) годовые объемы испарения и осадков относятся ко всей площади речного бассейна F_{bas} , включая площадь оледенения F_{gl} .

Общим выражением для расчета объемов P , E на площади F_{bas} в уравнении (1) служит формула:

$$V_i = Y_i F_{bas}, \quad i = 1, 2, \quad (2)$$

где V_1 — объем осадков и V_2 — испарения; Y_1 , Y_2 — средние слои соответствующих переменных.

Объем стока W_{gl} в речном бассейне равен сумме индивидуальных объемов w_{gl} в дискретном множестве N_{gl} ледников, а объем w_{gl} равен произведению среднего слоя абляции многолетнего льда и старого фирна ab_{if} на площадь ледника f_{gl} :

$$w_{gl} = \overline{ab}_{if} f_{gl}. \quad (3)$$

Здесь и далее прописная буква перед нижним индексом служит признаком соответствующего множества данных, строчная буква в аналогичных случаях обозначает характеристику индивидуальных ледников.

Одна из задач настоящего исследования состоит в оценке возможностей и результатов определения W_{gl} на основе физико-статистического моделирования процесса формирования стока реки снегово-ледникового типа питания. Методы определения абляции снега и льда в моделях W_{gl} можно разделить на два класса: а) применение уравнения теплового баланса (ТБ) деятельной поверхности ледника; б) параметризация ТБ в виде уравнений регрессии.

Для оптимизации расчета W_{gl} на основе пространственно-временной экстраполяции регулярных сетевых метеоданных и других источников климатической информации, необходимо ре-

шить задачу синтеза совокупности N_{gl} ледников в виде набора квазиоднородных подгрупп с характерными высотными и площадными параметрами.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ СОСТАВЛЯЮЩИХ УРАВНЕНИЯ ГОДОВОГО ВОДНОГО БАЛАНСА

Если принять высоту z как аргумент для описания пространственного распределения среднего слоя абляции ab_{if} и площади ледника f_{gl} , тогда общее выражение для расчета объема ледникового стока w_{gl} будет иметь вид:

$$w_{gl} = \int_{z_{\min}}^{z_{\max}} ab_{if}(z) f_{gl}(z) dz, \quad (4)$$

здесь $z_{\min}$, $z_{\max}$ — предельные значения высоты z . С целью численного нахождения w_{gl} воспользуемся теоремой о среднем значении произведения двух произвольных положительных функций в интегральном исчислении, согласно которой вместо (4) запишем

$$w_{gl} = ab_{if}(\bar{z}) \int_{z_{\min}}^{z_{\max}} f_{gl}(z) dz, \quad (5)$$

где $ab_{if}(\bar{z})$ — абляция на некоторой высоте $\bar{z}$ в интервале $z_{\max} - z_{\min}$, а определенный интеграл соответствует площади ледника f_{gl} в этом интервале. В работе (Боровикова и др., 1972) показано, что $\bar{z}$ равно средней взвешенной высоте в интервале $z_{\max} - z_{\min}$, если распределение $ab_{if}(z)$ может быть описано линейной функцией. Тогда в формулу (3) для расчета w_{gl} вносим изменение:

$$\overline{ab_{if}} = ab_{if}(\bar{z}) = ab_{if}(\bar{z}), \quad (6)$$

В случаях нелинейности $ab_{if}(z)$ в правой части равенства (6) появляется дополнительный член, определяемый по методике (Боровикова и др., 1972).

Заменив в правой части уравнения (4) $ab_{if}(z)$ слоем осадков либо испарения как функций высоты, а в левой w_{gl} — объемами P , E , получим выражения, аналогичные (5). Таким образом, формула (5) — теоретическое обоснование расчета объемов ледникового стока W_{gl} , осадков P и испарения E как составляющих уравнения (1) в интервале $z_{\max} - z_{\min}$.

Многочисленные примеры применения формулы (5) с целью упрощенного и *неподтвержденного независимым контролем* расчета средних значений ледникового стока в бассейнах рек Евразии содержатся в работах (Кренке, 1982; Вилесов, 2016). Упрощение состоит в том, что расчет W_{gl} и w_{gl} как функции средней летней температуры воздуха на высоте границы питания или средней



Рис. 1. Типы поверхности ледника: 1 — лед под сплошной мореной, *im*; 2 — открытый лед, *i*; 3 — старый фирн, *f*; 4 — сезонный снег, *ss*. Синяя линия — граница ледника.

взвешенной высоте ледника не учитывает различия типов тающей поверхности ледников и, соответственно, условий формирования стока.

Расчет интенсивности и объема абляции. Особенность гидрологического режима ледников состоит в том, что в течение года поверхностное таяние происходит на площади пяти характерных областей: лед под мореной *im* различной толщины и сплошности, открытый лед *i*, фирн возрастом более одного года *f* (“старый фирн”), зимний снег *ws*, летний снег *ss*. Размеры и число активных областей, где образуется ледниковый сток ($m = 1...5$), изменяются как внутри года в зависимости от высоты сезонной снеговой границы Z_{ssb} , так и в многолетнем разрезе в связи с динамикой ледников, обусловленной колебаниями климата. При ежегодном “гляциологическом” расчете W_{gl} отдельно для площади оледенения F_{gl} возможны следующие варианты расположения Z_{ssb} : а) $Z_{ssb} = Z_{end}$, $m = 1$; б₁) $Z_{hlm} \leq Z_{ssb} \leq Z_{fjb}$, $m = 3$ либо 2 при отсутствии морены, б₂) $Z_{end} \leq Z_{ssb} \leq Z_{fjb}$; в) $Z_{fjb} < Z_{ssb} \leq Z_{beg}$, $m = 4$ либо 3 при отсутствии морены. Здесь Z_{end} и Z_{beg} — соответственно высоты конца и начала ледника, Z_{hlm} и Z_{fjb} — высоты сплошного моренного покрова на леднике и фирновой границы. Число типов поверхности в вариантах (б—в) может быть увеличено на единицу в зависимости от взаимного расположения высот зимнего и летнего снега. Пример типов поверхности на ледниках в бассейне р. Балаяндык (Памир) иллюстрирует рис. 1. Для применения в региональном масштабе гляциологического варианта расчета W_{gl} требуются ежегодные данные о размерах оледенения и высота Z_{ssb} .

В случае “гидрологического” расчета W_{gl} по осредненным данным $\bar{Z}_{end}$, $\bar{Z}_{hlm}$, $\bar{Z}_{fjb}$, $\bar{Z}_{beg}$ к ледниковому стоку относятся объемы таяния льда под мореной и открытого льда, а объем таяния на

площади области аккумуляции в интервале $\bar{Z}_{beg} - \bar{Z}_{fb}$ составляет часть годового баланса массы твердых осадков на площади F_{bas} .

Составной частью расчета объема w_{gl} по формуле (3) является площадь ледника, которая для элемента физической поверхности dF в интервалах высоты z и $z + dz$, уклона α и $\alpha + d\alpha$, азимута $\varphi + d\varphi$ равна (Денисов, 1965; Боровикова и др., 1972):

$$dF_1 = \frac{\partial^3 F}{\partial z \partial \alpha \partial \varphi} dz d\alpha d\varphi \quad (7)$$

а в интервале только высоты z и $z + dz$:

$$dF_2 = \frac{\partial F}{\partial z} dz. \quad (8)$$

Вместо использования формулы (7) для аналитического описания распределения площади как функции z , α , φ в работе (Боровикова и др., 1972) предложено относить $ab(m, t)$, т.е. абляцию в момент времени t к центрам регулярной сетки, построенной с постоянным шагом по декартовым или географическим координатам. В этом случае общее выражение $w_{gl}(m, t)$ для определения ледникового стока с поверхности m -го типа выглядит так:

$$w_{gl}(m, t) = \sum_i \sum_j \sum_k ab(m, t) \Delta f(z_i, \alpha_j, \varphi_k). \quad (9)$$

После исключения из (9) уклона и азимута, получаем упрощенный для массовой реализации вариант расчета $w_{gl}(m, t)$.

Абляция и тепловой баланс ледника. Физически обоснованный вариант определения интенсивности абляции льда и старого фирна $ab_{if}(m, t)$ следующий:

$$ab_{if}(m, t) = f[\mu(t), m], \quad (10)$$

где μ — тепловой баланс (ТБ) тающей поверхности ледника, включающий: балансы коротковолновой и длинноволновой солнечной радиации, поток тепла к леднику из атмосферы и тепловой эквивалент влагообмена в приледниковом слое воздуха, теплоотдачу жидких осадков, выпавших на ледник, расход тепла на таяние льда и снега и прогревание деятельного слоя. Способы определения в общем виде составляющих полного уравнения ТБ и детальное математическое описание внутрисуточного хода составляющих радиационного баланса и приземной температуры воздуха как аргументов для расчета абляции снега и льда подробно описаны в работах (Кузьмин, 1961; Денисов, 1965; Боровикова и др., 1972; Денисов и др., 1982; Anderson, 1976) и многих более поздних исследованиях. Для расчета ab_{if} в формуле (3) на основе метода ТБ, помимо топографии m -го типа поверхности, требуется распределенная в пространстве информация об альбедо снега и льда,

осадках, температуре воздуха, облачности, прозрачности атмосферы, упругости водяного пара в воздухе, скорости ветра, продолжительности освещения солнцем площади f_{gl} , толщине сплошного моренного покрова, при его наличии на леднике.

С целью проведения расчетов $w_{gl}(m, t)$ по формуле (9) был разработан комплекс компьютерных программ, подготовлено руководство по их применению (Носк, 1999) и получены экспериментальные результаты (Носк, Holmgren, 2005) на примере ледника Стур (Швеция) и ряда других. При этом обязательным условием применения метода теплового баланса считается использование метеорологических характеристик, измеренных в одном или нескольких пунктах непосредственно на леднике. А это неприемлемо для расчетов $w_{gl}(m, t)$ на десятках дискретных ледников в речных бассейнах.

Опыт экспериментальной реализации метода теплового баланса для расчета абляции снега и льда выявил принятие авторами (Рец и др., 2011; Рыбак и др., 2015, 2019; Торопов и др., 2018; Носк, 1999; Носк, Holmgren, 2005) различных субъективных упрощений в задаче пространственно-временной экстраполяции входной климатической информации и при получении промежуточных результатов. К наиболее существенным относятся:

а) определение значений осадков $p_{\Delta f}$, температуры воздуха $t_{\Delta f}$ и упругости водяного пара в воздухе $u_{\Delta f}$ для элементарных площадок Δf на всей площади ледника выполняется на основе декларирования эмпирических линейных функций $y = f(z)$ с постоянным высотным градиентом ($\beta = \Delta y / \Delta z$). Хотя внутригодовой ход градиента β под влиянием не только высоты z описан, например, в работах (Кузьмин, 1961; Барри, 1984). Здесь y — обобщенный символ климатических характеристик $p_{\Delta f}$, $t_{\Delta f}$ и $u_{\Delta f}$. Аналитическое выражение для вертикального профиля температуры воздуха с учетом внутригодового хода градиента температуры воздуха γ предложено в работах (Боровикова и др., 1972; Денисов и др., 1982).

Значительные колебания результатов расчета баланса массы ледника, вследствие использования различных градиентов γ температуры воздуха, иллюстрирует рис. 2 (Gardner and Sharp, 2009). Сложная картина пространственного распределения осадков и снежного покрова, установленная в бассейнах ледников Абрамова (Памиро-Алай) и Марух (Северный Кавказ), под влиянием микро и мезорельефа, ветра, облачности, лавинного питания, метелевого переноса вызывает наибольшие сомнения в обоснованности применения в данном случае эмпирических функций $y = f(z)$ с постоянным вертикальным градиентом $\beta = \Delta y / \Delta z$, полученных по данным двух пунктов. Этот вывод подтверждает картина (рис. 3) пространственного и временного распределения гра-

диента осадков и снегозапасов, измеренных на ледниках Абрамова и Марух (Ледник Абрамова, 1980; Ледник Марух, 1988);

б) характеристики прозрачности атмосферы, турбулентных потоков тепла H и влаги LE в приледниковом слое воздуха рассчитываются в течение периода абляции по эмпирическим формулам с постоянными коэффициентами. Величины облачности C_{Δ} и скорости ветра u_{Δ} , измеренные в одном пункте, распространяются на всю площадь ледника;

в) используется упрощенная схема расчета альбедо типов поверхности “снег и лед” (Рец и др., 2011; Рыбак и др., 2015, 2019; Торопов и др., 2018; Носк, 1999) как экспоненциально убывающей функции толщины снега. В отсутствие летних снегопадов, альбедо старого снега/фирна и льда считается неизменным в течение любого интервала времени;

г) корректировка рассчитанного стока с индивидуального ледника выполняется путем апостериорной калибровки/оптимизации всех сомнительных параметров модели по измеренным величинам стока либо абляции (Рыбак и др., 2015; Носк, 1999). Авторы (Рец и др., 2011; Рыбак и др., 2015, 2019; Торопов и др., 2018; Носк, 1999) не используют независимый контроль и метод водного баланса для оценки качества расчетов ледникового стока.

Параметризация составляющих уравнения водного баланса. Хронологически наиболее ранний вариант параметризации расчета суточной интенсивности таяния M по эмпирической формуле:

$$M = 1.8\bar{T} + 0.088(1 - A_k)R_{in}, \text{ мм/сутки} \quad (11)$$

был предложен Ю.М. Денисовым (1965). Здесь: $\bar{T}$ — средняя суточная температура воздуха, A_k — альбедо, R_{in} — суточная величина суммарной радиации на наклонную поверхность с учетом общей и нижней облачности. В 14 случаях сравнения измеренной и рассчитанной интенсивности таяния снега среднее абсолютное отклонение составило 4(3) мм/сут или 27(16)%. В скобках даны аналогичные оценки при расчете M по уравнению теплового баланса.

Позднее, для лучшего приближения к условиям формирования ледникового стока, были получены варианты параметризации μ как функции средних значений температуры воздуха T и поглощенной коротковолновой солнечной радиации R_{abs} на горизонтальной поверхности ледника (Коновалов, 1979, 1985; Носк, 1999), либо только T за декадный, месячный и сезонный интервалы времени. В первом случае $\mu_1 = f(R_{abs}, T)$, а во втором $\mu_2 = f(T)$. Тогда вместо (10) запишем:

$$ab_{if}(m, t) = f[\mu_{1/2}(t), m(z, z_{ssb})]. \quad (12)$$

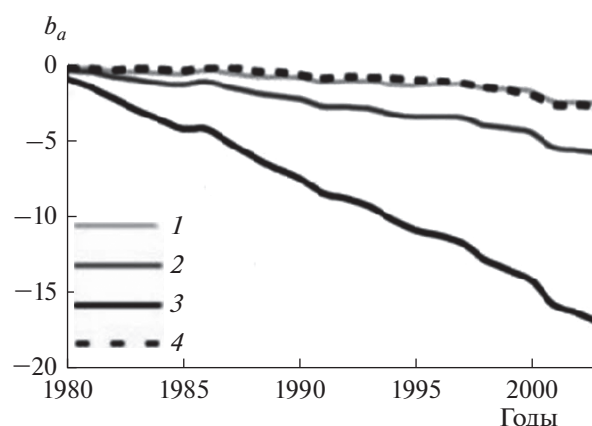


Рис. 2. Измерение и моделирование кумулятивного баланса массы b_a ледника Девон, в м водного эквивалента год^{-1} , источник (Gardner, Sharp, 2009): 4 — измеренный b_a ; 3 — моделирование b_a с использованием влажноадиабатического градиента температуры воздуха $\gamma = -6.58^\circ\text{C км}^{-1}$; 2 — моделирование b_a по данным измерений градиента $\gamma = -4.98^\circ\text{C км}^{-1}$; 1 — в модели b_a использован расчет γ в зависимости от температуры воздуха в опорном пункте.

В формуле (12) z_{ssb} — высота сезонной снеговой границы, от которой зависят число и размеры m типов поверхности, изменяющихся в течение периода абляции, косая черта — знак дизъюнкции. Методика реконструкции максимальной высоты z_{ssb} как функции индекса баланса осадков и температуры воздуха описана в (Коновалов, 1979, 1985; Kononov, 1997).

Для достаточно обоснованного определения средней интенсивности таяния снега и льда за десятидневные интервалы времени следует применять двухфакторные $\mu_{10} = f(R_{abs}, T)$ региональную (*reg*) и аналогичные по структуре локальные эмпирические формулы (Коновалов, 1979, 1985):

$$\mu_{10}(\text{reg}) = \varepsilon_1 \bar{R}_{abs} + \varepsilon_2 \bar{T} + \text{const}, \quad (13)$$

где ε_1 , ε_2 и const — эмпирические коэффициенты, $\bar{R}_{abs}$ и $\bar{T}$ — соответственно средние за декаду значения поглощенной коротковолновой солнечной радиации на горизонтальной поверхности и температуры воздуха.

В процессе расчета поглощенной радиации R_{abs} в течение периода абляции используются ниже способы определения: интегрального коэффициента прозрачности атмосферы λ , альбедо поверхности ледника и облачности.

Анализ средних месячных значений коэффициента λ для 21 пункта измерений в интервале высот 76–4170 м над ур. м. показал, что внутригодовой ход λ вполне удовлетворительно аппроксимируется косинусоидой

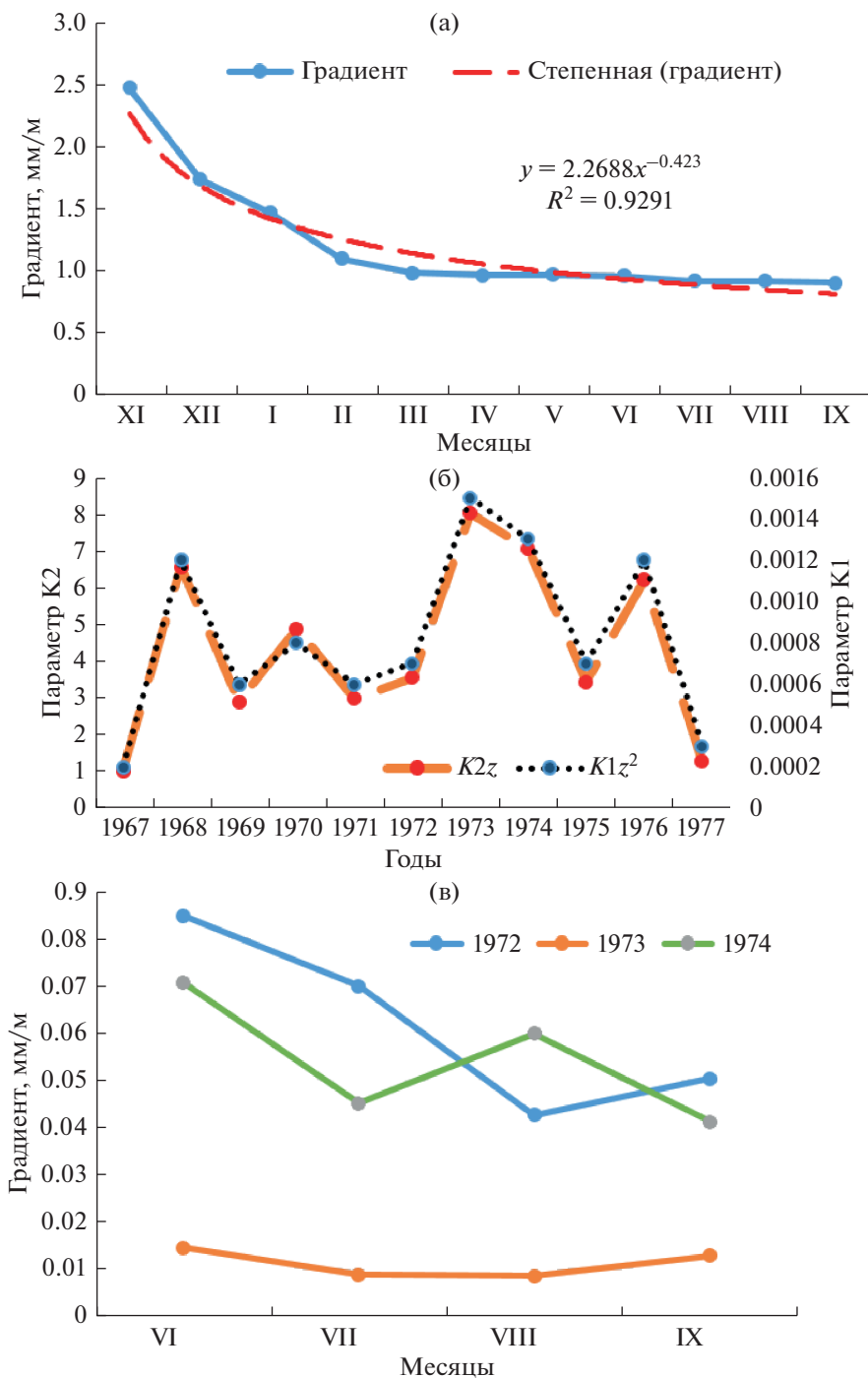


Рис. 3. Характеристики многолетнего режима снеготрезоров и осадков: (а) внутригодовой вертикальный градиент снеготрезоров на леднике Абрамова; (б) многолетний ход на леднике Марух параметров зависимости снеготрезоров $snow$ от высоты z : $snow = K1z^2 + K2z + const$; (в) внутригодовой вертикальный градиент осадков на леднике Абрамова в интервале 3626–4410 м над ур. м.

Составлено по: (Ледник Абрамова, 1980; Ледник Марух, 1988).

$$\lambda(t) = \lambda_0 + \alpha \cos\left[\frac{2\pi}{T_2}(t - t_0)\right], \quad (14)$$

где λ_0 – среднее годовое значение λ , α – полуамплитуда изменения λ внутри года, $T_2 = 365$ дней,

t – время (номер дня внутри года), t_0 – дата максимума $\lambda(t)$. Далее для расчета $\lambda_0(z)$, $\alpha(z)$ и $t_0(z)$ получены (Коновалов, 1985) методом наименьших квадратов соответствующие эмпирические функции высоты z в км над ур. м. После подстановки

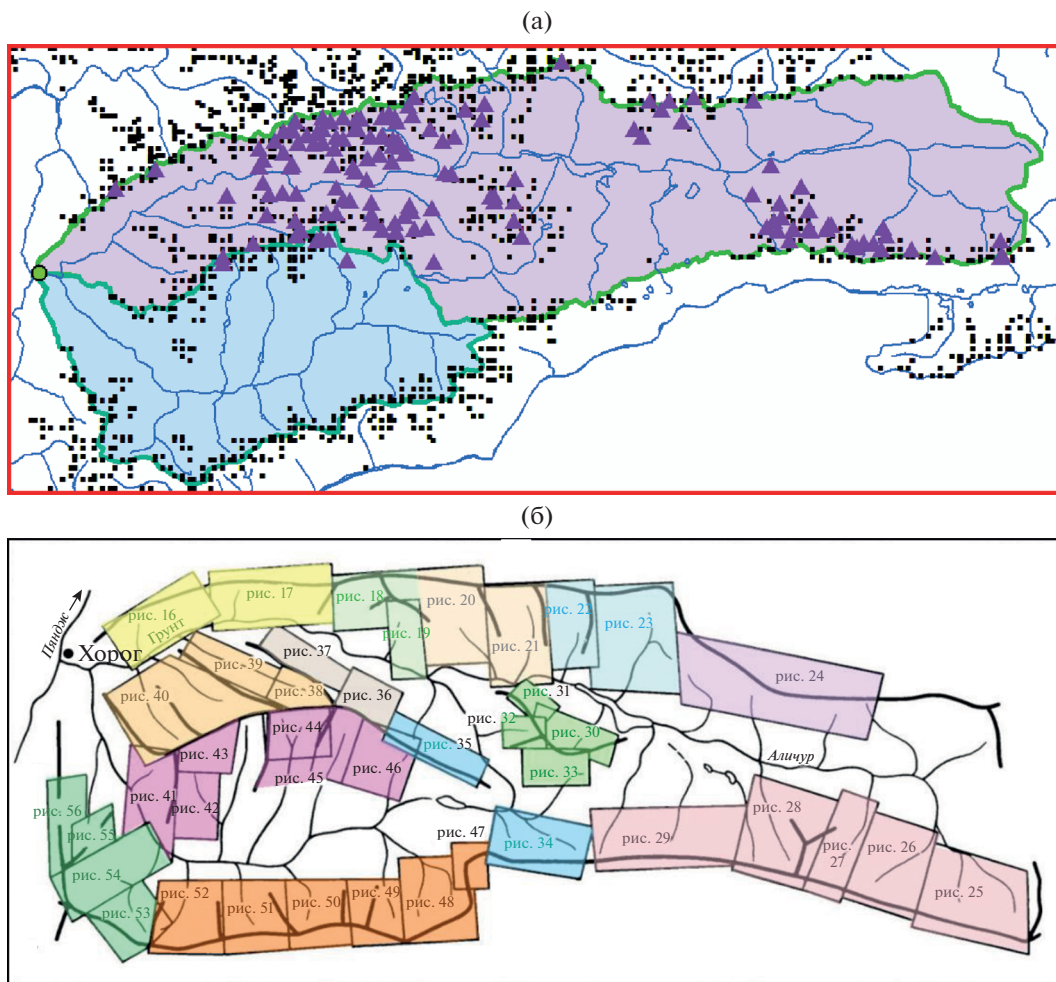


Рис. 4. (а) Классификация совокупности 639 ледников в бассейне р. Гунт на 142 группы (отдельные ледники обозначены квадратами, группы – треугольниками). (б) Структурирование ледников в бассейнах рр. Гунт, Шахдара (Памир) на 13 групп (выделены различным цветом) для расчета ледникового стока по модели РЕГМОД (Коновалов, 1985).

Примечание: Расположение ледников в группах иллюстрируют рисунки из Каталога (Каталог ..., 1979). Номера рисунков указаны на схеме.

этих формул в (14), найдена для расчета коэффициента прозрачности λ окончательная формула:

$$\lambda(z, t) = 0.383 - 0.068z + (0.036 + 0.031z - 0.0084z^2) \times \cos[2\pi/T_2 (373 - 59.5z + 11.7z^2)]. \quad (15)$$

Численные коэффициенты в этом выражении определены при условии, что год начинается 1 октября.

В результате обработки обширного массива измерений альбедо (Коновалов, 1979) получены характерные значения отражательной способности A_k основных типов поверхности горных ледников, которые приведены в табл. 1. Установлено, что эти значения подвержены изменениям в течение мая–октября (Коновалов, 1979, 1985). Соответствующие эмпирические уравнения $A_k =$

$= f(N)$ для каждого из типов поверхности ледника в виде функций номеров календарных месяцев N ($N = 5, 6, \dots, 10$) приведены в табл. 2. На основании измерений альбедо однородной поверхности ледников в мае–октябре оказалось, что при отсутствии летних снегопадов альбедо слабо изменяется в течение 15–20 дней. Эта особенность A_k использована в программе расчета абляции совокупностей ледников за декадные интервалы времени – РЕГМОД (Коновалов, 1979, 1985).

Составной частью расчета поглощенной радиации R_{abs} является определение поступления суммарной радиации Q при фактической облачности C по общей формуле $Q = Q_0 f(C)$, где Q_0 – суммарная радиация при безоблачном небе, а для оценки функции влияния общей облачности $f(C)$ используется выражение:

$$f(C) = 1 - 0.0065C - 0.0046C^2. \quad (16)$$

Таблица 1. Альbedo основных типов поверхности ледников, %

Параметр	Тип поверхности							
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
Пределы	10–14	15–20	21–25	26–33	34–42	43–51	52–67	71–85
Среднее	12	17	23	30	38	47	58	76
Cv	0.08	0.10	0.20	0.15	0.10	0.10	0.08	0.05

Обозначения: Cv – коэффициент вариации. I – лед под мореной, II – лед грязный, III – лед загрязненный, IV – лед слабозагрязненный, V – лед чистый, VI – старый снег, слабо загрязненный фирн, VII – чистый фирн, влажный снег, VIII – чистый сухой снег.

Таблица 2. Среднее месячное альbedo A_k типов поверхности ледника

Тип	$A_k = f(N)$	R^2	Месяц, N					
			5	6	7	8	9	10
IV	$A_k = 0.0024N^3 - 0.047N^2 + 0.285N - 0.204$	0.99	0.35	0.33	0.31	0.30	0.30	0.35
VI	$A_k = 0.0018N^3 - 0.037N^2 + 0.226N + 0.055$	0.97	0.50	0.49	0.46	0.45	0.44	0.46
VII	$A_k = 0.0021N^3 - 0.043N^2 + 0.260N + 0.099$	0.99	0.59	0.58	0.55	0.52	0.51	0.53
VIII	$A_k = 0.0007N^3 - 0.009N^2 - 0.002N + 0.891$	0.94	0.76	0.72	0.70	0.69	0.69	0.72

Обозначения: IV, VI, VII, VIII – типы поверхности из табл. 1; N – номера месяцев с мая по октябрь (5–10); R^2 – коэффициент детерминации зависимости $A_k = f(N)$.

Проверка формулы (16) по независимым наблюдениям на ряде ледников Заилийского Алатау, Тянь-Шаня и Памира показала (Коновалов, 1979, 1985) ее приемлемость в разнообразных условиях.

РАСЧЕТ ОСАДКОВ, ИСПАРЕНИЯ И ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА

Общий вид распространенных однофакторных линейных формул для определения и интерполяции средних значений температуры воздуха T , осадков P и упругости водяного пара в воздухе U следующий:

$$\bar{y} = f(z). \quad (17)$$

А для экстраполяции временных рядов переменных T , U :

$$y_{T/U}(z, t) = y_{T/U}(z_0, t) - \gamma_{T/U}(z - z_0) \quad (18)$$

и осадков:

$$P(z) = P(z_0)[1 - k_2(z - z_0)]. \quad (19)$$

В (17)–(18) y – обобщенный символ климатических переменных T , P , U ; косая черта – знак дробной функции; z – высота; $y_{T/U}(z_0, t)$ – измеренное значение T/U на высоте z_0 , выбираемой по отдельности для T/U ; $\gamma_{T/U}$ – вертикальный градиент T/U , который с достаточной точностью аппроксимируется косинусоидой (Боровикова и др., 1982):

$$\gamma(t) = \gamma_0 + \alpha \cos \left[\frac{2\pi}{T_2}(t - t_0) \right], \quad (20)$$

где γ_0 – среднее годовое значение γ , α – полуамплитуда изменения γ внутри года, $T_2 = 365$ дней, t – время (номер дня внутри года), t_0 – дата максимума $\gamma(t)$. В формуле (19) $P(z_0)$ – измеренные осадки на высоте z_0 , k_2 – эмпирический коэффициент, зависящий от z_0 (Боровикова и др., 1982).

В результате исследования линейной и нелинейной аппроксимаций средних месячных значений T , P , U по данным 660 метеостанций на территории стран Центральной Азии в интервалах: высоты 600–4200 м над ур. м. и географических координат 35°–45° с.ш. и 66°–81° в.д. установлено (Коновалов, 2003), что коэффициенты корреляции линейных уравнений $T = T(z)$, $U = U(z)$ в феврале–ноябре, находящиеся в интервале от 0.80 до 0.95, значимо возрастают при аппроксимациях вида $T = T(z, \text{long}, \text{lat})$ и $U = U(z, \text{long}, \text{lat})$. Коэффициенты корреляции уравнений для расчета осадков достигают более 0.70 в январе–декабре только для нелинейных уравнений $P = P(z - z^4, \text{long}, \text{lat})$.

Наряду с измерениями T , P , на метеостанциях, для оценки параметров уравнения (17) следует использовать климатические базы данных (Коновалов, 2003; Fick and Hijmans, 2017; Harris et al., 2014), содержащие многолетние месячные нормы осадков, температуры приземного воздуха и упругости водяного пара в узлах регулярной сетки

Таблица 3. Интервалы площади для выделения однородных групп ледников восьми ориентаций

Номер	Интервал площади, км ²							
1–8	>0...≤0.1	>0.1...≤0.2	>0.2...≤0.3	>0.3...≤0.4	>0.4...≤0.5	>0.5...≤0.6	>0.6...≤0.7	>0.7...≤0.8
9–16	>0.8...≤0.9	>0.9...≤1.0	>1.0...≤1.5	>1.5...≤2.0	>2.0...≤2.5	>2.5...≤3.0	>3.0...≤4.0	>4.0...≤5.0
17–23	>5.0...≤6.0	>6.0...≤8.0	>8.0...≤10.0	>10.0...≤40.0	>40.0...≤70	>70.0...≤100	>100	

с различными интервалами по географическим координатам. Например, для бассейна р. Вахш (Памир) из базы *WorldClim* (Harris et al., 2014) были извлечены средние месячные температуры воздуха в июне–августе и получены одно- и трех факторные формулы (21), (22) для расчета средней летней температуры T_s :

$$T_s = f(Z) = 31.2 - 0.0059Z, \quad (21)$$

$$T_s = f(Z, long, lat) = -34.654 - 0.007Z + 1.095long - 0.242lat. \quad (22)$$

В (21)–(22) размерность T_s – °C, Z – в м над ур. м., $long$, lat – десятичные градусы. Коэффициент детерминации для (21) и (22) соответственно 0.89 и 0.98, среднеквадратичная ошибка расчета 1.27 и 0.57°C.

Условием использования уравнения типа (6) для расчетов климатических норм или многолетних рядов составляющих водного баланса P и E служит определение удельных величин испарения и осадков на средней взвешенной высоте $\bar{z}$ речного бассейна или интервала $z_{max} - z_{min}$. При этом слой осадков может быть найден по выражению типа (17), а для определения месячного слоя испарения E наиболее подходящими оказались известные формулы Ольдекопа (23) и Романенко (24) (Xu and Singh, 1998):

$$E(\bar{z}) = PE(\bar{z})th[P(\bar{z})/PE(\bar{z})], \quad (23)$$

$$PE(\bar{z}) = 0.0018(25+T)^2(100-H_R), \text{ мм/месяц.} \quad (24)$$

В (23)–(24): $P(\bar{z})$ – осадки на высоте $\bar{z}$, PE – потенциальное испарение, T – температура воздуха, H_R – относительная влажность воздуха в %. Репрезентативность упрощенного расчета $E(\bar{z})$ по формуле (23) основана на том, что одним из источников испарения служит избыточно увлажненная поверхность ледников в период абляции, другим – достаточно однородные высокогорные почвы, альпийские луга и кустарники на средних взвешенных высотах водосборов (см. табл. 4). Исследование и контроль методов расчета испарения показали (Xu and Singh, 1998), что формула (24) позволяет получать результаты, близкие к данным испарителя.

СТРУКТУРИРОВАНИЕ И КЛАССИФИКАЦИЯ СОВОКУПНОСТИ ЛЕДНИКОВ

В связи с дискретностью оледенения возникает вопрос о применении формулы (13) для всего множества N_{gl} ледников в пределах речного бассейна. Процесс структурирования параметров совокупности N_{gl} ледников состоит из двух основных этапов: 1. Экспертная идентификация приблизительно однородных групп ледников по площади и расположению в бассейне основной реки. 2. Расчет для групп средних значений F_{gl} , F_{mor} , распределения $F_{gl}(Z)$, средних взвешенных высот Z_{beg} , Z_{fb} , Z_{hlm} , Z_{end} , географических координат ($Long$ – долгота, Lat – широта), толщины морены на конце ледника. Информационной основой для экспертного структурирования совокупностей пронумерованных ледников в речных бассейнах служат обзорные и частные гидрографические схемы (рис 2а, 2б) в отдельных выпусках Каталога ледников СССР (Каталог ..., 1979; 1967–1976). Поскольку однократные определения морфометрических характеристик ледников в каталогах (Каталог ..., 1979; 1967–1976; RGI Consortium, 2017; World ..., 2012) охватывают диапазон 5–20 лет, для расчета W_{gl} за климатические интервалы времени приходится принимать гипотезу устойчивости высотно-площадных параметров, либо их линейного изменения между двумя временными срезами. Оценки изменений за 1946–2005 гг. площади и высотных параметров оледенения в бассейнах рек Северного Кавказа, Памира (Гунт) и Алтая (Катунь) по данным Каталогов (Каталог ..., 1979; 1967–1976; RGI Consortium, 2017) содержатся в работе (Коновалов, 2020).

Помимо экспертной идентификации групп ледников рекомендуется статистически и генетически обоснованная компьютерная классификация N_{gl} на интервальный ряд подгрупп в зависимости от ориентации и площади индивидуальных ледников. В итоге совокупность N_{gl} ледников в речном бассейне или в пределах заданной горной области оказывается классифицированной максимально на 184 квазиоднородные группы, если в каждом из восьми подмножеств по ориентациям N , NE , E , SE , S , SW , W , NW заполнены все 23 заданных интервала по площади (табл. 3). Классификацию и структурирование совокупности ледников в бассейне р. Гунт (Памир) иллюстрирует рис. 2а, 2б. Если сравнивать рассмотренные мето-

дики синтеза данных о параметрах отдельных ледников, то предпочтение заслуживает классификация — как более количественно обоснованная (Коновалов, 2010).

РЕЗУЛЬТАТЫ

В работе изложены два варианта решения в общем виде задачи расчета в масштабе речных бассейнов годовых величин осадков — P , испарения — E , ледникового стока — W_{gl} , ΔW — динамических запасов воды. В обоих вариантах для определения P и E используются региональные связи осадков и упругости водяного пара в воздухе с пространственными географическими координатами. Варианты отличаются тем, что в одном из них интенсивность абляции снега и льда выражена как функция средней температуры воздуха, а в другом — для расчета абляции используется физически более обоснованная двухфакторная формула (13). Применение формулы (13) обусловлено наличием для N_{gl} в течение периода абляции входной информации о высоте сезонной снеговой границы, общей облачности, альбедо снега и льда, прозрачности атмосферы. В случае упрощенного расчета средней многолетней абляции в формуле (13) остается только температура воздуха — $\overline{ab}_{i,im}(\hat{z}) = f[\overline{T}_{sum}(\hat{z})]$. Здесь $\overline{ab}_{i,im}(\hat{z})$ — абляция открытого льда i и льда под мореной im , $\overline{T}_{sum}(\hat{z})$ — средняя летняя температура воздуха, $\hat{z}$ — средняя высота интервала распространения типов поверхности ледника i и im .

Подробности получения формул, приведенных в статье, содержатся в цитируемой литературе. Ошибку определения суммы составляющих правой части уравнения (1) находим как отклонение рассчитанного стока $R_c = P - E + W_{gl} + \Delta W$ от измеренного R_m на гидрологическом посту, замыкающем конкретный речной бассейн.

Информационной основой для региональных расчетов, составляющих суммы R_c , служила общедоступная гляциологическая (Каталог ..., 1979; 1967–1976; Zemp, Hoelzle, Haeblerli, 2009; World ..., 2012) и климатическая информация (Harris et al., 2014; Булыгина и др., 2021; Williams and Kononov, 2008; Hijmans et al., 2005), а для контроля суммы R_c данные по стоку из (Bodo, 2000) и гидрологических ежегодников.

В табл. 4 приведены средние многолетние значения объемов ледникового стока W_{gl} , осадков P и испарения E в 29 бассейнах рек Азии и Северного Кавказа с площадью оледенения от 102 до 14113 км². Отклонение измеренного годового стока от рассчитанного по уравнению водного баланса составило от –1.8 до 9.4%. Вместо исходных высотно-площадных параметров совокупностей индивидуальных ледников в расчетах W_{gl} были использованы средние и взвешенные по площади ха-

рактеристики квазиоднородных групп ледников, синтезированные методами структурирования либо классификации. По мнению автора, применение синтезированных параметров для групп ледников повышает обоснованность пространственной экстраполяции климатических данных.

Параметризация теплового баланса вида $ab(m, t) = f(R_{abs}, T)$ и $ab(m, t) = f(T)$ неоднократно использовалась при моделировании ледникового стока $W_{gl}(m, t)$ в бассейнах рек Центральной Азии и Кавказа (Коновалов, 1979, 1985; Коновалов, Пиманкина, 2016). Сравнение ошибок определения абляции по эмпирической формуле $ab = f(R_{abs}, T)$ и по уравнению ТБ показало (Денисов и др., 1982; Коновалов, 1979, 1985) значимое преимущество эмпирической формулы, вследствие уменьшения числа параметров и переменных, используемых для расчета. Определение интенсивности таяния льда под мореной выполняется по универсальной формуле $M_{mor} = M_{ice}f(h_c)$, где $f(h_c)$ — безразмерная функция ослабления таяния под покровом морены, имеющая в интервале $0 < h_c < 2$ см максимум и две характерные точки, в которых $f(h_c) = 1$. Практические расчеты $f(h_c)$ упрощаются путем применения отдельных выражений (Kononov, 2015) для морены толщиной от 0 до 2 см и при толщине h_c более 2 см.

Несмотря на вполне удовлетворительное качество расчетов в табл. 4, средним значениям W_{gl} , P и E не хватает оценок их многолетней изменчивости. Решением задачи может быть реконструкция максимальной высоты снеговой границы на ледниках как функции индекса баланса осадков и температуры воздуха (Коновалов, 1979, 1985; Kononov, 1997).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящее время в масштабе крупных речных бассейнов с развитым горным оледенением существует громадный разрыв между временным разрешением гидрологической и климатической информации (сутки, месяц, год, многолетний интервал) и сведениями об изменении размеров совокупностей ледников, для которых в базе данных $WGMS$ (Zemp, et al., 2009; World ..., 2012) имеются только несинхронизированные однократные оценки высотно-площадных параметров. Средством частичного преодоления этого разрыва может быть, например, гипотеза устойчивости высотно-площадных параметров оледенения в течение 30-летнего интервала, а также изложенный в статье гидрологический метод расчета средних объемов ледникового стока, апробированный для бассейнов рек Северного Кавказа и на северном склоне Заилийского Алатау для периодов 1946–1975 и 1976–2004 гг. (Коновалов, Пиманкина, 2016).

Применение гидрологического метода регионального определения W_{gl} , P и E предполагается

Таблица 4. Годовой водный баланс для бассейнов рек Азии и Северного Кавказа (среднее за 30 лет)

Река	Гидропост	$\tilde{Z}_{bas}$	N_{gr}	F_{bas}	F_{gl}	R_m	R_{I-III}	P	E	R_c	W_{gl}	dR	E/P	η
				км ²		км ³						%		
Брахмапутра	Панду	3384	172*	405000	14113	619.6	40.0	719.0	162.0	635.4	37.6	2.6	22	0.80
Вахш	Комсомолабад	3600	2192*	29500	3824	18.85	1.37	26.30	11.1	19.81	3.21	5.1	42	0.72
Гунт	Хорог	4170	106*	13700	445	3.50	0.85	7.61	5.45	3.81	0.80	8.8	72	0.46
Зеравшан	Дупули	3100	13	10200	674	4.84	0.30	11.1	4.73	4.95	0.34	2.3	43	0.42
Шахдара	Хабост	4160	67*	4180	164	1.15	0.31	2.56	2.04	1.13	0.30	−1.8	80	0.45
Сох	Сарыканда	3480	5	2480	252	1.38	0.08	2.00	1.11	1.51	0.33	9.4	56	0.70
Исфайрам	Учкоргон	3240	2	2200	102	0.66	0.09	1.30	0.84	0.70	0.13	5.3	64	0.50
Акбура	Тулекен	3030	52*	2430	114	0.63	0.06	1.53	1.13	0.73	0.19	3.2	41	0.43
Пскем	Муллола	2690	3	2540	125	2.52	0.20	3.20	0.84	2.75	0.22	9.1	27	0.80
Язгулем	Мотравн	3920	99*	1940	311	1.14	0.34	0.96	0.78	1.15	0.64	1.4	81	0.82
Или	10 гп		10	2585	253	1.56	0.14	2.80	1.38	1.64	0.10	7.0	49	0.80
Терек	6 гп		6	7723	488	5.30	0.40	6.80	2.51	4.97	0.48	−6.4	37	0.78

Примечание. $\bar{Z}_{bas}$ – средняя взвешенная высота водосбора выше гидропоста, м; N_{gr} – число классифицированных (*) либо структурированных групп; F_{bas} – площадь бассейна выше гидропоста; F_{gl} – площадь оледенения в бассейне; R_m – сток, измеренный на гидропосте; R_{I-III} – объем стока в январе–марте; P – годовая сумма осадков в бассейне; E – годовой объем испарения; W_{gl} – ледниковый сток; R_c – сток как сумма правой части (1); dR – разность между R_m и R_c ; $\eta = R_m/P$ – коэффициент стока.

далее в бассейнах рек снегово-ледникового типа формирования стока на территории Азии, Европы и Америки по данным в каталогах (RGI Consortium, 2017; World ..., 2012), но она затрудняется из-за несовместимости систем идентификации ледников.

ФИНАНСИРОВАНИЕ

Работа выполнена в рамках тем Госзадания Института географии РАН № 0148-2018-0008 и № 0148-2019-0004.

FUNDING

The research was carried out within the framework of the state-ordered research themes of the Institute of Geography RAS nos. 0148-2018-0008 and 0148-2019-0004.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Барри Р.Г. Погода и климат в горах. Л.: Гидрометеиздат, 1984. 311 с.
- Боровикова Л.Н., Денисов Ю.М., Трофимова Е.Б., Шенцис И.Д. Математическое моделирование процесса стока горных рек // Тр. САНИГМИ. 1972. Вып. 61 (76). 150 с.
- Булыгина О.Н., Разуваев В.Н., Коришнова Н.Н., Швеи Н.В. Описание массива данных месячных сумм осадков, температуры воздуха и упругости водяного пара в воздухе на метеостанциях России / Свидетельство о государственной регистрации базы данных № 2015620394. 2021. <http://meteo.ru/data>
- Вилесов Е.Н. Динамика и современное состояние оледенения гор Казахстана. Алматы: Казак университети, 2016. 267 с.

Денисов Ю.М. Схема расчета гидрографа стока горных рек. Л.: Гидрометеиздат, 1965. 103 с.

Денисов Ю.М., Боровикова Л.Н., Джураев А.Д., Ердякова И.Н. Расчет таяния снега и льда // Тр. САНИГМИ. 1982. Вып. 94 (175). С. 20–39.

Каталог ледников СССР. Бассейн р. Гунт. Л.: Гидрометеиздат, 1979. Т. 14. Вып. 3. Ч. 15. 121 с.

Каталог ледников СССР. Л.: Гидрометеиздат, 1967–1976. Т. 8. Ч. 3, 7–11; Т. 13. Вып. 2. Ч. 1; Т. 14. Вып. 1. Ч. 1, 9, 10; Вып. 3. Ч. 1–2, 7–10, 12, 15.

Коновалов В.Г. Изменения и репрезентативность параметров горного оледенения // Лёд и Снег. 2020. Т. 60 (2). С. 165–181.

Коновалов В.Г. Каталогизация горных ледников и генерализация их распределения по материалам дистанционного зондирования // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2010. Т. 7. № 2. С. 43–54.

Коновалов В.Г. Пространственная экстраполяция и изменчивость характеристик климата на территории Центральной Азии // Изв. АН. Сер. геогр. 2003. № 5. С. 97–106.

Коновалов В.Г. Расчет и прогноз таяния ледников Средней Азии. Л.: Гидрометеиздат, 1979. 231 с.

Коновалов В.Г. Таяние и сток с ледников в бассейнах рек Средней Азии. Л.: Гидрометеиздат, 1985. 237 с.

Коновалов В.Г., Пиманкина Н.В. Пространственно-временное изменение составляющих водного баланса на северном склоне Заилийского Алатау // Лёд и Снег. 2016. Т. 56. № 4. С. 453–371.

Кренке А.Н. Массообмен в ледниковых системах на территории СССР. Л.: Гидрометеиздат, 1982. 287 с.

Кузьмин П.П. Процесс таяния снежного покрова. Л.: Гидрометеиздат, 1961. 345 с.

Ледник Абрамова. Л.: Гидрометеиздат, 1980. 206 с.

- Ледник Марух. Л.: Гидрометеиздат, 1988. 253 с.
- Рец Е.П., Фролова Н.Л., Поповнин В.В. Моделирование таяния поверхности горного ледника // *Лёд и Снег*. 2011. Т. 4 (116). С. 24–31.
- Рыбак О.О., Рыбак Е.А., Кутузов С.С., Лаврентьев И.И., Морозова П.А. Калибровка математической модели динамики ледника Марух, Западный Кавказ // *Лёд и Снег*. 2015. № 2 (130). С. 9–20.
- Рыбак О.О., Рыбак Е.А., Яицкая Н.А., Поповнин В.В., Лаврентьев И.И., Сатылканов Р., Жакеев Б. Модельные исследования эволюции горных ледников на примере ледника Сары-тор (Внутренний Тянь-Шань) // *Криосфера Земли*. 2019. Т. XXIII. № 3. С. 33–51.
- Торопов П.А., Шестакова А.А., Смирнов А.М., Поповнин В.В. Оценка компонентов теплового баланса ледника Джанкуат (Центральный Кавказ) в период абляции в 2007–2015 годах // *Криосфера Земли*. 2018. Т. XXII. № 4. С. 42–54.
- Anderson E.A. A point energy and mass balance model of snow cover. NOAA Tech. Report. NWS 19, Silver Spring, 1976. 150 p.
- Bodo B.A. Monthly Discharges for 2400 Rivers and Streams of the former Soviet Union (FSU). Toronto, Canada. 2000. V. 1.0.
- Fick S.E., Hijmans R.J. WorldClim 2: new 1 km spatial resolution climate surfaces for global land areas // *Int. J. of Climatol.* 2017. V. 37 (12). P. 4302–4315.
- Gardner A.S., Sharp M. Sensitivity of net mass-balance estimates to near-surface temperature lapse rates when employing the degree-day method to estimate glacier melt // *Ann. Glaciol.* 2009. 50(50). P. 80–86.
- Harris I., Jones P.D., Osborn T.J., Lister D.H. Updated high-resolution grids of monthly climatic observations – the CRU TS3.10 Dataset // *Int. J. Climatol.* 2014. V. 34. P. 623–642.
- Hijmans R., Cameron S., Parra J., Jones P., Jarvis A. Very high resolution interpolated climate surfaces for global land areas // *Int. J. of Climatol.* 2005. V. 25. P. 1965–1978.
- Hock R. DEBAM and DETIM. Manual. 1999. <https://github.com/regine/meltmodel.git>
- Hock R., Holmgren B. A distributed surface energy-balance model for complex topography and its application to Stor glacier, Sweden // *J. Glaciol.* 2005. V. 51. № 172. P. 25–36.
- Konovalov V.G. New approach to estimate water output from regional populations of mountain glaciers in Asia // *Geogr. Env. Sustainabil.* 2015. V. 8. № 2. P. 13–29.
- Konovalov V.G. Snow line and formation of glacier-derived runoff in glacial basins. In: 34 selected papers on main ideas of the soviet glaciology, 1940s–1980s / V.M. Kotlyakov (Ed.). M., 1997. P. 402–410.
- RGI Consortium. 2017. A Dataset of Global Glacier Outlines: Ver. 6.0. <https://doi.org/10.7265/N5-RGI-60>
- Williams M.W., Konovalov V.G. Central Asia Temperature and Precipitation Data, 1879–2003. Boulder, Colorado: USA National Snow and Ice Data Center, 2008. http://nsidc.org/data/docs/noaa/g02174_central_asia_data/index.html
- World glaciers Inventory. Compiled and made available by the World Glacier Monitoring Service, Zurich, Switzerland, and the National Snow and Ice Data Center, Boulder CO, USA. 2012. Digital Media. Download entire database from FTP: wgi_feb2012.csv
- Xu C.-Y., Singh V.P. Dependence of evaporation on meteorological variables at different time-scales and inter-comparison of estimation methods // *Hydrol. Proces.* 1998. V. 12. P. 429–442.
- Zemp M., Hoelzle M., Haeberli W. Six decades of glacier mass-balance observations: a review of the worldwide monitoring network // *Annals of Glaciol.* 2009. V. 50. P. 101–111.

Hydrological Regime of Mountain Glaciers at the Regional Scale

V. G. Konovalov*

¹Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

*e-mail: vladgeo@gmail.com

For the river basins of the snow-glacial type of runoff formation, a scientific and informational basis developed for calculating components of the annual water balance equation (runoff, precipitation, evaporation, dynamic water reserves). It includes: (a) determination of the average and weighted average parameters of quasihomogeneous glacier groups by structuring or classifying the initial set of N_{gl} glaciers above the hydrological point; (b) recommendations for calculating specific layers of evaporation and precipitation, and average values of air temperature and water vapor pressure in air as a function of altitude; (c) composition of glacier surface types used for calculating water balance during the ablation period; (d) determining ablation, precipitation, and evaporation volumes for N_{gl} glaciers; (e) results of calculating the averages for 30-year time intervals of the water balance components, which related for 26 Eurasian river basins with glaciers area ranging from 102 to 14113 km². The deviation of the measured annual runoff from that calculated by the water balance equation ranged from –1.8 to 9.4%.

Keywords: water balance, glaciers runoff, Eurasia, modeling, glaciers classification, ablation, precipitation, evaporation

REFERENCES

- Anderson E.A. *A Point Energy and Mass Balance Model of Snow Cover*. NOAA Tech. Report. NWS 19. U.S. Department of Commerce, NOAA, NWS, Office of Hydrology, 1976. 150 p.
- Barri R.G. *Pogoda i klimat v gorakh* [Mountain Weather and Climate]. Leningrad: Gidrometeoizdat Publ., 1984. 311 p.
- Bodo B.A. *Monthly Discharges for 2400 Rivers and Streams of the former Soviet Union [FSU]*. Toronto, 2000, v. 1.0.

- Borovikova L.N., Denisov Yu.M., Trofimova E.B., Shentsis I.D. *Matematicheskoe modelirovanie protsessa stoka gornyykh rek* [Mathematical Modelling of Runoff Formation Process for Mountain Rivers]. Tr. SANIGMI, vol. 61 (76). Leningrad: Gidrometeoizdat, 1973. 151 p.
- Bulygina O.N., Razuvaev V.N., Korshunova N.N., Shvets N.V. Description of database on monthly values of precipitation, air temperature and vapor pressure in the air at the meteorological stations of Russia. Database State Registration Certificate No. 2014621485. Available at: <http://meteo.ru/data> (accessed: 15.03.2021). (In Russ.).
- Denisov Yu.M. *Skhema rascheta gidrografa stoka gornyykh rek* [Scheme for Calculating the Hydrograph of Mountain River Runoff]. Leningrad: Gidrometeoizdat Publ., 1965. 103 p.
- Erdaykova I.N., Borovikova L.N., Dzhezaev A.D., Erdaykova I.N. Calculating of snow and ice melting. *Tr. SARNIGMI*, 1982, vol. 94 (175), pp. 20–39. (In Russ.).
- Fick S.E., Hijmans R.J. WorldClim 2: new 1 km spatial resolution climate surfaces for global land areas. *Int. J. Climatol.*, 2017, vol. 37, no. 12, pp. 4302–4315.
- Gardner A.S., Sharp M. Sensitivity of net mass-balance estimates to near-surface temperature lapse rates when employing the degree-day method to estimate glacier melt. *Ann. Glaciol.*, 2009, vol. 50, no. 50, pp. 80–86.
- Harris I., Jones P.D., Osborn T.J., Lister D.H. Updated high-resolution grids of monthly climatic observations – the CRU TS3.10 Dataset. *Int. J. Climatol.*, 2014, vol. 34, no. 3, pp. 623–642.
- Hijmans, R.J., Cameron S.E., Parra J.L., Jones P.G., Jarvis A. Very high resolution interpolated climate surfaces for global land areas. *Int. J. Climatol.*, 2005, vol. 25, no. 15, pp. 1965–1978.
- Hock R. DEBaM and DETIM. Manual. 1999. Available at: <https://github.com/regine/meltmodel.git> (accessed: 15.03.2021).
- Hock R., Holmgren B. A distributed surface energy-balance model for complex topography and its application to Stor glacier, Sweden. *J. Glaciol.*, 2005, vol. 51, no. 172, pp. 25–36.
- Katalog lednikov SSSR* [Catalogue of the USSR Glaciers]. Vol. 14, no. 3, part 15: *Bassein r. Gunt* [Gunt River Basin]. Leningrad: Gidrometeoizdat Publ., 1979. 121 p.
- Katalog lednikov SSSR* [Catalogue of the USSR Glaciers]. Leningrad: Gidrometeoizdat Publ., 1967–1976, vol. 8, parts 3, 7–11; vol. 13, no. 2, part 1; vol. 14, no. 1, parts 1, 9, 10; no. 3, parts 1–2, 7–10, 12, 15.
- Konovalov V.G. Cataloging mountain glaciers and generalizing of their distribution according to remote sensing data. *Sovrem. Probl. Distantionnogo Zondirovaniya Zemli Kosm.*, 2010, vol. 7, no. 2, pp. 43–54. (In Russ.).
- Konovalov V.G. Changes and representativeness of mountain glaciation parameters. *Led i Sneg*, 2020, vol. 60, no. 2, pp. 165–181. (In Russ.).
- Konovalov V.G. New approach to estimate water output from regional populations of mountain glaciers in Asia. *Geogr. Environ. Sustain.*, 2015, vol. 8, no. 2, pp. 13–29.
- Konovalov V.G. *Raschet i prognoz tayaniya lednikov Srednei Azii* [Calculating and Forecast of Glaciers Melting in Central Asia]. Leningrad: Gidrometeoizdat Publ., 1979. 231 p.
- Konovalov V.G. Snow line and formation of glacier-derived runoff in glacial basins. In *34 Selected Papers on Main Ideas of The Soviet Glaciology, 1940s–1980s*. Kotlyakov V.M., Ed. Moscow, 1997, pp. 402–410.
- Konovalov V.G. Spatial extrapolation and variability of climate characteristics in Central Asia. *Izv. Akad. Nauk, Ser. Geogr.*, 2003, no. 5, pp. 97–106. (In Russ.).
- Konovalov V.G. *Tayanie i stok s lednikov basseinov rek Srednei Azii* [Melting and Glaciers Runoff in the Central Asia River Basins]. Leningrad: Gidrometeoizdat Publ., 1985. 237 p.
- Konovalov V.G., Pimankina N.V. Spatial-temporal change in the components of the water balance on the northern slope of the Zailiysky Alatau. *Led i Sneg*, 2016, vol. 56, no. 4, pp. 453–371. (In Russ.).
- Krenke A.N. *Massoobmen v lednikovyykh sistemakh na territorii SSSR* [Mass Transfer in Glacial Systems of the USSR]. Leningrad: Gidrometeoizdat Publ., 1982. 287 p.
- Kuz'min P.P. *Protsess tayaniya snezhnogo pokrova* [Melting Process of Snow Cover]. Leningrad: Gidrometeoizdat Publ., 1961. 345 p.
- Lednik Abramova* [Abramov Glacier]. Leningrad: Gidrometeoizdat Publ., 1980. 206 p.
- Lednik Marukh* [Marukh Glacier]. Leningrad: Gidrometeoizdat Publ., 1988. 253 p.
- Rets E.P., Frolova H.L., Popovnin V.V. Modeling the melting surface of a mountain glacier. *Led i Sneg*, 2011, vol. 116, no. 4, pp. 24–31. (In Russ.).
- RGI Consortium. Randolph Glacier Inventory – A Dataset of Global Glacier Outlines: Version 6.0: Technical Report, Global Land Ice Measurements from Space, Colorado, USA. Digital Media. 2017. doi 10.7265/N5-RGI-60
- Rybak O.O., Rybak E.A., Kutuzov S.S., Lavrent'ev I.I., Morozova P.A. Calibration a mathematical model of the dynamics of Marukh glacier, Western Caucasus. *Led i Sneg*, 2015, vol. 130, no. 2, pp. 9–20. (In Russ.).
- Rybak O.O., Rybak E.A., Yaitskaya N.A., Popovnin V.V., Lavrent'ev I.I., Satykanov R., Zhakeev B. Model studies of the evolution of mountain glaciers by the example of the Sary-tor glacier (Inner Tien Shan). *Kriosfera Zemli*, 2019, vol. XXIII, no. 3, pp. 33–51. (In Russ.).
- Toropov P.A., Shestakova A.A., Smirnov A.M., Popovnin V.V. Evaluation of components of the heat balance of the Dzhankuat glacier (Central Caucasus) during the ablation period in 2007–2015. *Kriosfera Zemli*, 2018, vol. XXII, no. 4, pp. 42–54. (In Russ.).
- Vilesov E.N. *Dinamika i sovremennoe sostoyanie oledneniya gor Kazakhstana* [Dynamics and Current State of Glaciation in the Mountains of Kazakhstan]. Almaty: Kazak Universiteti, 2016. 267 p.
- Williams M.W., Konovalov V.G. *Central Asia Temperature and Precipitation Data, 1879–2003, Version 1*. Boulder, Colorado USA: National Snow and Ice Data Center, 2008. doi 10.7265/N5NK3BZ8
- World Glacier Inventory, Version 1. Boulder, Colorado USA: WGMS, and National Snow and Ice Data Center (comps.), 1999, updated 2012. doi 10.7265/N5/NSIDC-WGI-2012-02
- Xu C.-Y., Singh V.P. Dependence of evaporation on meteorological variables at different time-scales and intercomparison of estimation methods. *Hydrol. Process.*, 1998, vol. 12, no. 3, pp. 429–442.
- Zemp M., Hoelzle M., Haeberli W. Six decades of glacier mass-balance observations: A review of the worldwide monitoring network. *Ann. Glaciol.*, 2009, vol. 50, no. 50, pp. 101–111.