

МОДЕЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ЭВОЛЮЦИИ ГОРНЫХ ЛЕДНИКОВ НА ПРИМЕРЕ ЛЕДНИКА САРЫ-ТОР (ВНУТРЕННИЙ ТЯНЬ-ШАНЬ)

О.О. Рыбак¹⁻³, Е.А. Рыбак^{1,2}, Н.А. Яицкая^{1,2}, В.В. Поповнин⁴, И.И. Лаврентьев⁵,
Р. Сатылканов⁶, Б. Жакеев⁷

¹Сочинский научно-исследовательский центр РАН,

354000, Сочи, ул. Театральная, 8а, Россия; o.o.rybak@gmail.com

²Филиал Института природно-технических систем, 354024, Сочи, Курортный просп., 99/18, Россия

³Свободный университет Брюсселя, Отдел наук о земной системе и географии, В-1050, Брюссель, Плейнлаан, 2, Бельгия

⁴Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический ф-т,
119991, Москва, Ленинские горы, 1, Россия

⁵Институт географии РАН, 119017, Москва, Старомонетный пер., 29, Россия

⁶Тянь-Шанский высокогорный научный центр Института водных проблем и гидроэнергетики НАН КР,
722400, с. Кызыл-Суу, ул. Чикаева, 9, Иссык-Кульская обл., Кыргызская Республика

⁷Институт водных проблем и гидроэнергетики НАН КР,

720033, Бишкек, ул. Фрунзе, 533, Кыргызская Республика

Рассмотрено математическое моделирование эволюции ледника Сары-Тор массива Ак-Шийрак Внутреннего Тянь-Шаня в условиях меняющегося климата. Приведены структура модели и постановка численных экспериментов. Для калибровки и валидации модели применены материалы снегомерных и абляционных наблюдений 2014–2016 гг. Длительность серии из 10 прогностических численных экспериментов составила 90 модельных лет. В качестве входной климатической информации использованы данные наблюдений за температурой воздуха и осадками на расположенной вблизи метеостанции Тянь-Шань–Кумтор. В схематических сценариях климатических изменений среднесуточная приземная температура воздуха растет со скоростью 0–4 °C/100 лет. Современная конфигурация ледника находится в дисбалансе с климатом 2014–2016 гг., вследствие чего его площадь и объем предположительно будут сокращаться до 2100 г. При экстремальных темпах роста температуры (+4 °C/100 лет) ледник почти полностью исчезнет к концу расчетного периода, а ледниковый сток после первоначального незначительного роста в первой половине экспериментов быстро сократится. Несмотря на неизбежные упрощения реальных природных условий в математической модели, полученные результаты будут полезны при прогнозных водобалансовых расчетах.

Горный ледник, Сары-Тор, Тянь-Шань, баланс массы, климат, изменение климата, математическая модель, численный эксперимент

MODELING THE EVOLUTION OF MOUNTAIN GLACIERS: A CASE STUDY OF SARY-TOR GLACIER, INNER TIEN SHAN

O.O. Rybak¹⁻³, E.A. Rybak^{1,2}, N.A. Yaitskaya^{1,2}, V.V. Popovnin⁴, I.I. Lavrentiev⁵,
R. Satykanov⁶, B. Zhakeev⁷

¹Sochi Research Center, RAS, 8a, Theatralnaya str, Sochi, 354000, Russia; o.o.rybak@gmail.com

²Institute of Natural and Technical Systems, Sochi Branch, 99/18, Kurortny ave., Sochi, 354024, Russia

³Earth System Sciences and Department of Geography, Vrije Universiteit Brussel, 2, Pleinlaan, B-1050, Brussels, Belgium

⁴Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, 1, Leninskie Gory, Moscow, 119991, Russia

⁵Institute of Geography, RAS, 29, Staromonetny per., Moscow, 119017, Russia

⁶Institute of Water Problems and Hydropower, Tien Shan Science Center, NAS KR,
9, Chikayeva str., Kyzyl-Suu, 722400, Issyk-Kul Region, Kyrgyz Republic

⁷Institute of Water Problems and Hydropower NAS KR, 533, Frunze str., Bishkek, 720033, Kyrgyz Republic

In the paper, we consider evolution of Sary-Tor Glacier, Ak-Shiyrak Massif, Inner Tien Shan under changing climatic conditions. We describe in necessary detail structure of the model and set-up of the numerical experiments. For calibration and validation of the model we use results of measurements in snow pits and on ablation stakes in 2014–2016. A series of ten prognostic numerical experiments of 90 model years duration was performed. As a climatic forcing, we used air temperature and precipitation records on the weather station Tien-Shan–Kumtor located in the vicinity of the glacier. In the schematic scenarios, average daily surface air temperature grows with gradients 0–4 °C/100 years. Present-day glacier configuration is in imbalance with the climate of 2014–2016. As a result, its area and volume proceed to decrease until equilibrium is achieved after several tens of model years. Under extreme rates of temperature increase (+4 °C/100 years) Sary-Tor almost diminishes by the end of experiments. Glacial run-off rapidly decreases after initial growth in the first half of the experiments. Mathematical model inevitably contains simplifications of the real natural conditions. Nevertheless, obtained results will be useful in prognostic water balance calculations.

Mountain glacier, Sary-Tor, Tien-Shan, mass balance, climate, climate change, mathematical model, numerical experiment

ВВЕДЕНИЕ

Сокращение масштабов горного оледенения в Центральной Азии активно обсуждается в научном сообществе на протяжении нескольких десятилетий. В силу своей важности, и не только для рассматриваемого региона, разные аспекты этой проблемы и обусловленные ею последствия привлекают внимание исследователей многих стран мира [Bolch, 2007; Hagg et al., 2008; Kutuzov, Shahgedanova, 2009; Dyrgerov, 2010; Sorg et al., 2012; Petrakov et al., 2016]. Для некоторых ледников построены модели поверхностного баланса массы, основанные на данных наблюдений последних лет [Kronenberg et al., 2016; Kenzhebaev et al., 2017; Barandun et al., 2018]. Горные ледники являются важнейшим источником пресной воды, стабильное снабжение которой затрагивает экономику и социальную сферу практически всех государств региона, характеризующегося политической нестабильностью. Как одно из последствий ожидаемого к концу XXI столетия сокращения осадков и ледникового стока в регионе возможно возникновение напряженной ситуации с водоснабжением в средне- и долгосрочной перспективе [Bernauer, Siegfried, 2012; Siegfried et al., 2012]. С учетом того, что реки, берущие начало на склонах Тянь-Шаня, обеспечивают водой около 100 млн человек [Aizen et al., 2007], становится понятной обеспокоенность, связанная с текущим и прогнозируемым сокращением горного оледенения. Цифра, приведенная В. Айзенем [Там же], может показаться несколько завышенной, однако по оценке Т. Бернауэра и Т. Зигфрида [Bernauer, Siegfried, 2012], только в области водосбора р. Сыр-Дарья (в верховье – р. Нарын) проживает 20 млн человек. Через несколько лет после опубликования указанных статей ситуация существенно не изменилась из-за высоких темпов прироста населения в регионе [Siegfried et al., 2012].

Изменение климата не только влияет на ресурсы пресной воды, оно вызывает наводнения, оползни, засуху и другие стихийные бедствия [Ibatullin et al., 2009]. Ускоренное таяние ледников создает дополнительные риски для устойчивого развития и региональной водной, энергетической и продовольственной безопасности [Баатов, Архангельская, 2015]. Масштаб проблемы сокращения ледников становится яснее, если учесть вклад талой ледниковой воды в общий сток. Этот вклад может значительно различаться от бассейна к бассейну в регионе, который в англоязычной литературе получил название High Mountain Asia. Например, в верховьях Инда годовой сток формируется из ледникового более чем на 40 %, в то время как в верховьях Ганга – на 11.5 % [Lutz et al., 2014]. В Таджикистане он составляет 10–20 % годового

стока крупных рек, однако в жаркие и сухие годы может вырасти до 70 % [Ibatullin et al., 2009].

Аналогичная картина наблюдается в Кыргызстане, где талые воды составляют до 50 % общего стока в годовом исчислении и до 70 % в летние месяцы (см. рис. 4 в [Sorg et al., 2012]), обеспечивая помимо сельского хозяйства гидроэнергетику, которая, в свою очередь, обеспечивает до 90 % потребностей страны в электроэнергии [Ibatullin et al., 2009]. Гидроэнергетический потенциал 252 крупных и средних рек страны оценивается более чем в 142 млрд кВт·ч выработки электроэнергии, обеспечивающей собственные потребности Кыргызстана и поставляемой на экспорт, при этом наиболее крупные гидроэнергетические ресурсы сосредоточены в бассейнах р. Нарын (среднегодовой сток 10–14 млрд м³) [Баатов, Архангельская, 2015]. Истоком Большого Нарына и всей системы является р. Кумтор, берущая начало в массиве Ак-Шийрак. Таким образом, состояние оледенения массива Ак-Шийрак тесно связано с проблемами социально-экономического развития Кыргызской Республики в меняющемся мире. Прогноз водных ресурсов зависит от корректных прогнозов ледникового стока. Невозможность охватить прогностическими расчетами на комплексных динамических моделях все ледники массива Ак-Шийрак (в силу недостатка исходной информации и существенных вычислительных затрат) заставляет сосредоточиться на отдельных ледниках. Недавние прогностические оценки изменения масштабов оледенения и ледникового стока в крупных горных системах планеты [Huss, Hock, 2018], которые, безусловно, нужны для осознания масштаба проблем будущих изменений в криосфере Земли, были получены на существенно упрощенной модели и не учитывали некоторые важные факторы (например, влияние покровной морены на внешний теплообмен ледников).

Методику построения прогностических оценок ледникового стока можно свести к следующим основным шагам.

1. Выделить в регионе опорные ледники, для которых имеется максимально доступный объем данных.

2. Выбрать тип математической модели, оптимально описывающей динамику опорного ледника (ледников).

3. Выполнить стандартную настройку математической модели:

- калибровка модели – определить наиболее вероятные значения ключевых модельных параметров, для чего необходимы данные наблюдений за составляющими баланса массы и динамикой ледника;

- валидация модели – воспроизвести в численных экспериментах совокупность рассматри-

ваемых величин (скорость течения, баланс массы и т. д.) по набору заданных климатических переменных (входных данных).

4. Разработать сценарий будущих климатических изменений – схематический [Рец и др., 2011] или основанный на применении глобального и(или) регионального климатического моделирования [Морозова, Рыбак, 2017].

5. Выполнить прогностический численный эксперимент (или серию экспериментов) и интерпретировать его (их) результаты.

6. Определить методику экстраполяции результатов моделирования динамики опорных ледников на другие ледники выбранного региона исследований.

В настоящей работе решаются задачи 1–5, при этом акцент сделан на методологические вопросы прогноза. Прогностические расчеты носят ограниченный характер, исследуется только реакция ледника на повышение приземной температуры воздуха без учета вероятного изменения режима осадков.

ВЫБОР ОПОРНОГО ЛЕДНИКА

Ледник Сары-Тор ($41^{\circ}50'$ с.ш., $78^{\circ}11'$ в.д.), который расположен на высотах 3850–4780 м над уровнем моря (н.у.м.) в массиве Ак-Шийрак в непосредственной близости от истоков р. Кумтор, –

один из наиболее изученных ледников Кыргызской Республики (рис. 1), для которого доступен весь набор исходных данных для математического моделирования (цифровая модель рельефа, карта толщины льда, климатическая информация и т. д.). В 2014 г. после длительного перерыва были возобновлены масс-балансовые наблюдения, которые регулярно проводились в 80-е гг. XX в. [Ушнуурцев, 1991]. Подробное описание ледника Сары-Тор можно найти, например, в работе [Петраков и др., 2014]. Солидный задел по исследованию баланса массы ледника и его связи с региональным климатом был сделан еще 30–40 лет назад [Дюргеров, Ушнуурцев, 1988; Кузьмиченко, 1988; Дюргеров и др., 1991, 1992; Ушнуурцев, 1991]. В связи с этим, по мнению авторов, из всех ледников массива Ак-Шийрак ледник Сары-Тор в настоящее время наиболее подходит для изучения закономерностей формирования ледникового стока в условиях меняющегося климата в регионе, хотя наблюдения за поверхностным балансом массы и построение соответствующей модели были недавно выполнены на одном из соседних ледников № 354 (см. рис. 1) [Barandun et al., 2018]. Сары-Тор можно считать своего рода опорным ледником, и данные об изменениях его характеристик можно экстраполировать на другие ледники массива Ак-Шийрак [Михаленко, 1993], получая косвенную информацию об изменениях ледникового стока.



Рис. 1. Район исследований.

А – положение массива Ак-Шийрак во Внутреннем Тянь-Шане, Кыргызстан; Б – положение ледника Сары-Тор в массиве Ак-Шийрак. Ледники массива Ак-Шийрак: 1 – № 354, 2 – Борду, 3 – Сары-Тор, 4 – Давыдова, 5 – Петрова.

ОПИСАНИЕ МОДЕЛИ

Выбор типа модели. При выборе типа модели авторы руководствовались прежде всего тем, что ее предполагалось использовать в прогностических расчетах в условиях меняющегося климата и когда ледник находится в дисбалансе с современными климатическими условиями. Очевидно, что в течение нескольких ближайших десятилетий произойдут значительные изменения геометрии ледника, и использование масс-балансовых моделей, даже разработанных для ледников региона [Kronenberg et al., 2016; Kenzhebaev et al., 2017; Barandun et al., 2018], без прогностических расчетов этих изменений не позволит оценить изменения компонентов баланса массы в будущем. Упрощенная динамика [Huss, Hock, 2015, 2018] в сочетании с масс-балансовой моделью представляется эффективным подходом для прогностических расчетов изменений характеристик оледенения целых горных стран. Однако такие модели не являются достаточно точными в масштабах отдельных ледников. В то же время использование чрезмерно усложненного описания динамики ледника в рамках так называемой полной модели Стокса требует серьезных вычислительных ресурсов и больших затрат машинного времени. Компромиссное решение – рассчитать скорость течения, применив модель “неполного второго порядка” [Pattyn, 2003], когда учитывается ряд напряжений, которыми пренебрегают при упрощенном подходе

[Huss, Hock, 2015]. Эта модель менее сложна в применении по сравнению с полной моделью Стокса. Модель, аналогичная нашей, была использована, в частности, для исследования эволюции ледника Мортерач (Швейцария) [Zekollari et al., 2014] и ледникового купола Ханс Таузен (Hans Tausen Iskarpe, Гренландия) [Zekollari et al., 2017].

Общая структура. Модель динамики горного ледника состоит из пяти блоков (рис. 2). Блоки 1 и 5 выполняют служебную функцию ввода исходной информации и вывода результатов расчетов в требуемом формате. Вычисления производятся в блоках 2–4 (климатическом, масс-балансовом и динамическом). Каждый из указанных блоков, в свою очередь, структурирован. Для удобства ниже более мелкие структурные единицы также названы блоками. Код модели записан на языке программирования FORTRAN90/95. Структурным единицам модели соответствуют структурные единицы кода. Отдельные алгоритмы и расчетные выражения были описаны ранее [Рыбак и др., 2015; Oerlemans, 2001; Nemec et al., 2009; Fürst et al., 2011], однако для более полного понимания некоторые из них приведены ниже.

Климатический блок. В основе алгоритмов климатического и масс-балансового блоков лежит идея энергетического баланса на поверхности ледника, который посредством подсчета энергии, доступной для таяния, связывается с поверхностным балансом массы [Oerlemans, 2001; Nemec et al.,

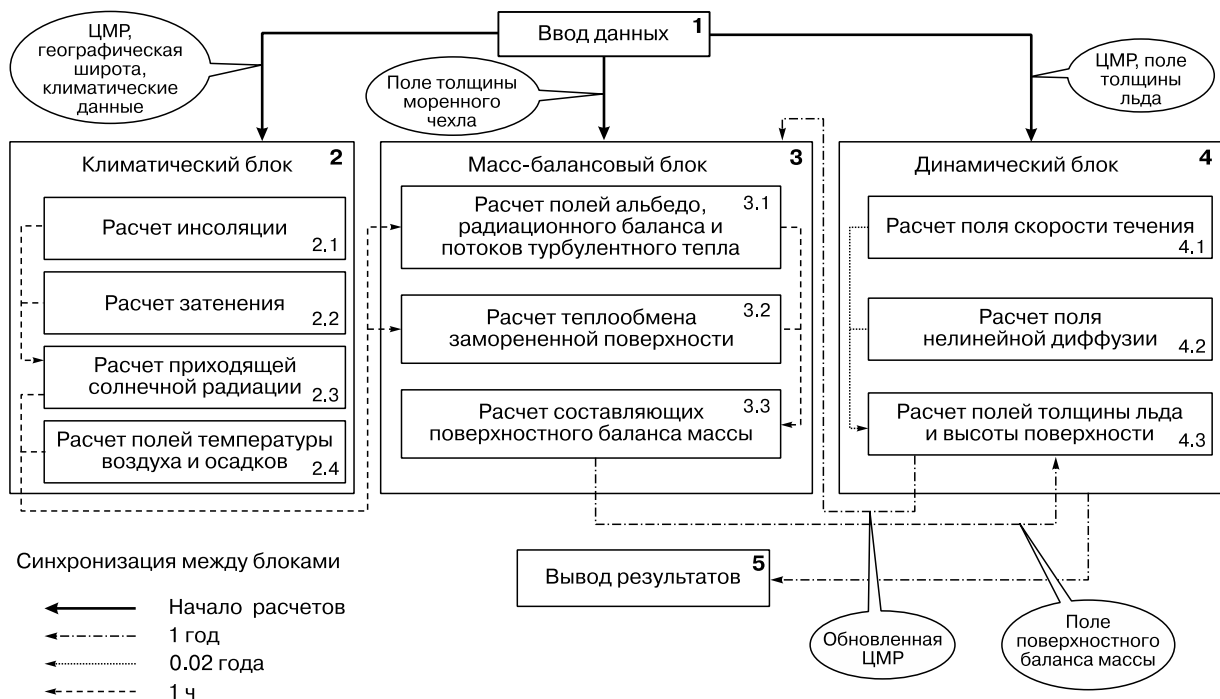


Рис. 2. Схематическое представление математической модели.

ЦМР – цифровая модель рельефа.

2009]. Климатический блок состоит из четырех структурных единиц. В блоке 2.1 производится ежечасный расчет инсоляции, приходящей на верхнюю границу атмосферы, в соответствии с широко применяемым алгоритмом Оке [Oke, 1987]. Далее динамически определяются узлы сетки, попадающие в тень от окружающего рельефа в зависимости от положения солнца (блок 2.2). В основе расчетного кода лежит специальный алгоритм [Dozier, Frew, 1990]. Для расчета энергии коротковолновой солнечной радиации, приходящей на горизонтальную поверхность (блок 2.3), используются результаты расчетов в блоках 2.1 и 2.2, а также выражение для расчета прозрачности атмосферы (κ_a):

$$SW = \kappa_a S_0 = (\kappa_0 + \theta z) S_0,$$

где S_0 – солнечная постоянная (количество лучистой энергии Солнца, поступающей за единицу времени на единицу площади, перпендикулярной к солнечным лучам и находящейся вне земной атмосферы на среднем расстоянии Земли от Солнца [Кондратьев, 1965]); κ_a зависит от абсолютной высоты подстилающей поверхности z ; $\theta = 6 \cdot 10^{-5} \text{ м}^{-1}$ – эмпирический коэффициент пропорциональности; $\kappa_0 = 0.6$. Коротковолновая радиация SW состоит из двух компонент (прямой и рассеянной радиации): $SW = Q_{dir} + Q_{dif}$, которые, в свою очередь, рассчитываются с учетом факла облачности ($\bar{\tau}$):

$$Q_{dir} = (1 - \bar{\tau}) \delta f_{dir} SW \kappa \sin(h_s + \gamma_s),$$

$$Q_{dif} = f_{dif} SW \kappa \sin h_s,$$

где h_s – высота солнца; γ_s – угол между проекцией солнца на горизонтальную плоскость и поверхностью ледника:

$$\gamma_s = \text{tg} [\varphi \cos(a - \xi)],$$

где φ – уклон поверхности ледника; a – текущий азимут солнца, зависящий от географических координат и времени суток; ξ – ориентация поверхности ледника; f_{dir}, f_{dif} – условные доли прямой и рассеянной радиации в суммарной радиации, приходящей на поверхность земли, которые зависят от многих факторов. Множитель $\delta = 1$, если затенение от окружающего рельефа в соответствующем узле пространственной сетки отсутствует, и $\delta = 0$, если узел сетки находится в тени (результаты расчетов в блоке 2.2).

Поля температуры воздуха и осадков (блок 2.4) рассчитываются на основе исходной климатической информации, поступающей из блока 1. В зависимости от конкретной задачи это могут быть наблюдения на ближайшей метеостанции либо на расположенной непосредственно на леднике (или комбинация тех и других наблюдений [Рыбак, Рыбак, 2017]) или результаты прогнозных расчетов, перемасштабированные к ус-

ловиям конкретного ледника [Морозова, Рыбак, 2017].

Какая-либо информация об особенностях распределения температуры воздуха над ледником отсутствует. Поэтому в дальнейших расчетах поля среднесуточной температуры воздуха (T_A) применялись постоянные значения вертикального градиента температуры γ и температурного скачка ΔT . Такой подход представляется оправданным, поскольку γ и ΔT могут существенно меняться даже в пределах одного ледника в зависимости от множества факторов [Волошина, 2002], и использовать какое-либо среднее или характерное значение едва ли целесообразно. Таким образом, γ и ΔT фактически выступают в роли настраиваемых параметров модели:

$$\bar{T}_A = T_t + \gamma z + \Delta T,$$

где T_t – среднесуточное значение температуры воздуха на сетевой метеостанции.

Поскольку все вычисления в климатическом блоке производятся ежечасно, значения приземной температуры вычислялись каждый час с помощью простой гармонической функции

$$T_A = \bar{T}_A - \tilde{T}_A \cos\left(2\pi \frac{t}{24}\right), \quad (1)$$

где $\tilde{T}_A$ – суточная амплитуда; $t = 0, \dots, 23$ – время, ч. В реальных условиях ход температуры воздуха может отклоняться от гармонической функции. Тем не менее в прогностических расчетах целесообразно дополнительно не усложнять определение T_A , а использовать обобщающее выражение (1). Ключевой настраиваемый параметр $\tilde{T}_A$ определяется в соответствии с данными метеонаблюдений. Его значение не критично в период отсутствия поверхностного таяния, но важно в сезон абляции.

Аналогично температуре воздуха был получен ряд средних за два балансовых года суточных сумм осадков P_t (в отличие от температуры, вместо осреднения за сутки проводилось суммирование срочных данных). Доля твердых осадков P_S в общей сумме выпадающих осадков зависит от приземной температуры воздуха: $P_S = Pf(T)$. Коэффициент f синусоидально зависит от приземной температуры воздуха [Robinson et al., 2010] в пределах значений от -2 до 2 °C и считается равным единице при $T_A \leq -2$ °C (выпадает только снег) и равным нулю при $T_A \geq 2$ °C (только дождь). Поле осадков рассчитывалось в каждом узле пространственной сетки на леднике как

$$P = P_t + \gamma_P (z - z_0),$$

где γ_P – высотный градиент осадков, который определялся из данных полевых наблюдений; z – высота узла сетки над уровнем моря, м; $z_0 = 3850$ м н.у.м. – абсолютная высота нижней точки языка ледника Сары-Тор. Модельное распределение осадков со-

ответствовало расчетам аккумуляции в высотной зоне выше 4400 м, где заведомо отсутствуют жидкие осадки.

Масс-балансовый блок. В настоящей версии модели теплообмен в толще снежно-фирнового слоя и в теле ледника не рассматривается. Теплообмен рассчитывается для бесконечно тонкого слоя (скин-слоя). Считается, что температура этого тонкого поверхностного слоя льда T_S совпадает с приземной температурой воздуха T_A , но не может быть выше температуры таяния T_0 :

$$\begin{aligned} T_S &= T_A, & T_A &\leq T_0, \\ T_S &= T_0, & T_A &> T_0, \end{aligned}$$

где $T_0 = 273.15$ К – абсолютная температура замерзания воды.

Приземная температура воздуха, а следовательно, и температура поверхности снега/льда задаются в климатическом блоке (см. выше).

Температура поверхности используется для расчета эффективного излучения земной поверхности E_{eff} (блок 3.1) по формуле Брента с поправкой на облачность:

$$E_{eff} = \sigma T_S^4 (a_1 + b_1 e^{1/2}) (1 - \bar{\tau} m), \quad (2)$$

где $\sigma = 5.67 \cdot 10^{-8}$ Вт/(м²·К⁴) – постоянная Стефана–Больцмана; $a_1 = 0.39$, $b_1 = 0.05$ – эмпирические коэффициенты; m – балл облачности; $\bar{\tau} = 0.7$ ($P > 0$), $\bar{\tau} = 0.1$ ($P = 0$).

Парциальное давление водяного пара e считается пропорциональным приземному атмосферному давлению и влагосодержанию приземного слоя q .

Альбедо поверхности α рассчитывается по формуле [Nemec et al., 2009]

$$\alpha = \alpha_s + (\alpha_s - \alpha_i) \exp(-d/d^*), \quad (3)$$

где $\alpha_s = 0.6$ – характерное альбедо снега; $\alpha_i = 0.2$ – характерное альбедо льда; d – толщина снежного покрова; $d^* = 0.5$ м – характерная толщина снежного покрова.

Потоки турбулентного явного и скрытого тепла (SHF и LHF соответственно) над поверхностью снега/льда не вносят значительного вклада в энергетический баланс [Голубев и др., 1978; Волошина, 2002], и для их расчета используется упрощенный метод только для области таяния (абляции), если $T_A > T_0$ [Braithwaite, Olesen, 1990]:

$$SHF = L_m K_S (T_A - T_0) v p / s_{day}; \quad (4)$$

$$LHF = L_m K_L (e - e_s) v / s_{day}, \quad (5)$$

где $L_m = 3.35 \cdot 10^5$ Дж/кг – удельная теплота плавления; $K_S = 6.34 \cdot 10^{-6}$ кг·м²/сут над льдом; $K_S = 4.42 \cdot 10^{-6}$ кг·м²/сут над снегом; $K_L = 11.14 \times 10^{-3}$ кг·м²/сут над льдом; $K_L = 7.77 \cdot 10^{-3}$ кг·м²/сут над снегом; v – модуль скорости ветра (здесь на-

страиваемый параметр); p – атмосферное давление; e – упругость водяного пара; e_s – упругость насыщения (обе величины рассчитываются для относительной влажности 70 %); $s_{day} = 86\,400$ – количество секунд в сутках. Из выражений (4) и (5) следует, что поток SHF всегда положителен, а LHF – всегда отрицателен.

Теплообмен участков ледника, находящихся под слоем обломочного материала, в значительной степени определяется потоками турбулентного тепла, и уравнения (4) и (5) здесь неприменимы. Поскольку площадь моренного чехла на леднике Сары-Тор очень незначительна [Петраков и др., 2014], последний не оказывает влияния на поверхностный баланс массы всего ледника. В связи с этим блок 3.2 в настоящей версии модели не используется, а его описание не приводится.

Источники тепла, определенные в уравнениях (2)–(5), являются составляющими энергетического баланса:

$$E = SW(1 - \alpha) - E_{eff} + SHF + LHF.$$

Величина E определяет количество энергии, которая может быть использована для таяния массы снега/льда (M) и является ключевой переменной в масс-балансовых расчетах:

$$\begin{aligned} M &= \max(E, 0) / L_m, & T_S &\geq T_0, \\ M &= 0, & T_S &< T_0. \end{aligned} \quad (6)$$

В настоящей работе при расчете аккумуляции не учитывается влияние метелевого переноса снега над ледником, потенциальное увеличение количества осадков из-за особенностей микроциркуляции атмосферы и лавинное питание [Рыбак, Рыбак, 2017] в силу того, что вклад этих источников именно для ледника Сары-Тор совершенно не известен (как и для подавляющего числа ледников), за исключением некоторых косвенных оценок [Волошина, 2002], а использование немногочисленных оценок, сделанных для других ледников (например, [Поповнин, Пылаева, 2015]), бессмысленно, так как эти оценки крайне индивидуальны для каждого ледника и не могут быть обобщены.

Годовой баланс массы на поверхности ледника за один модельный год (SMB) выражается как разность между аккумуляцией (ACC) и стоком (RO):

$$SMB = \sum_1^{365} [ACC - RO]. \quad (7)$$

Аккумуляция рассчитывается как сумма выпавших твердых осадков, из которой вычитается количество испарившейся влаги с поверхности (SU):

$$ACC = PS - SU.$$

Величина SU пропорциональна потоку скрытого тепла LHF (5). Из уравнения (5) следует, что для испарения доступна только вода в жидкой фа-

зе (таялая вода и жидкие осадки) и только в зоне абляции. Величина ледникового стока складывается из массы растаявшего снега и льда M (уравнение (6)), которая уменьшается на количество вторично замерзшей воды RF (внутреннего питания ледника).

Масса повторно замерзшей воды RF ограничивается массой доступной для замерзания воды W_r , пористостью поверхностного слоя снега/фирна и балансом энергии на поверхности [Reijmer et al., 2012].

В упрощенном случае ее можно определить как [Janssens, Huybrechts, 2000]

$$RF = \min[P_r, W_r],$$

где P_r – потенциально удерживаемая вода. Величина P_r рассчитывается в соответствии с формулой Й. Урлеманса [Oerlemans, 1991], адаптированной для горного ледника:

$$P_r = \max(E, 0) \left[1 - C_{RF}^{T_s - T_0} \right] / L_m, \quad (8)$$

где $C_{RF} = 1.05$ – настраиваемый коэффициент. Подход Урлеманса предполагает, что при расчете энергетического баланса теплом, выделяемым при повторном замерзании, можно пренебречь.

Считается также, что вся талая вода либо повторно замерзает в течение тех же суток, когда имело место таяние, либо удаляется из верхнего слоя снега/фирна, т. е. считается стоком. Заметим, что в первоначальной версии формулы (8) вместо коэффициента C_{RF} используется экспонента, а вместо T_s – средняя температура верхнего двухметрового слоя снега/фирна. При своей простоте алгоритм (8) достаточно эффективен, и его применение дает результаты, сопоставимые с полученными на более сложных моделях снежного покрова [Reijmer et al., 2012].

Динамический блок. Блок 4 предназначен для расчета скорости течения льда (блок 4.1), поля нелинейной диффузии (блок 4.2) и толщины льда (блок 4.3). Теоретические основы и алгоритмы расчетов рассмотрены в [Рыбак и др., 2015; Pattyn, 2003; Fürst et al., 2011], поэтому приведем лишь самые необходимые сведения. Горизонтальные компоненты скорости течения (u, v) находятся путем решения системы нелинейных эллиптических уравнений:

$$\begin{aligned} & 4 \frac{\partial}{\partial x} \left(\eta \frac{\partial u}{\partial x} \right) + 2 \frac{\partial}{\partial x} \left(\eta \frac{\partial v}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\eta \frac{\partial u}{\partial y} \right) + \\ & + \frac{\partial}{\partial y} \left(\eta \frac{\partial v}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\eta \frac{\partial u}{\partial z} \right) = \rho_i g \frac{\partial s}{\partial x}, \\ & 4 \frac{\partial}{\partial y} \left(\eta \frac{\partial v}{\partial y} \right) + 2 \frac{\partial}{\partial y} \left(\eta \frac{\partial u}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial x} \left(\eta \frac{\partial u}{\partial y} \right) + \\ & + \frac{\partial}{\partial x} \left(\eta \frac{\partial v}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\eta \frac{\partial v}{\partial z} \right) = \rho_i g \frac{\partial s}{\partial y}, \end{aligned} \quad (9)$$

где η – эффективная вязкость,

$$\eta = \frac{1}{2} A(T)^{-1/n} \left[\left(\frac{\partial u}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial y} \right)^2 + \frac{\partial u}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{1}{4} \left(\frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x} \right)^2 + \frac{1}{4} \left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 + \frac{1}{4} \left(\frac{\partial v}{\partial z} \right)^2 \right]^{(1-n)/2n},$$

$A(T)$ – реологическая функция, зависящая от температуры льда; s – высота поверхности ледника; $\rho_i = 910 \text{ кг/м}^3$ – плотность льда; $n = 3$.

В модели ледник считается изотермическим, поэтому реологическая функция заменяется на параметр A_f . В реальности это, по-видимому, не так. Результаты радиозондирования свидетельствуют, что ледник Сары-Тор является политермическим: он сложен холодным, находящимся при отрицательной температуре, льдом в верхней части и теплым, водосодержащим льдом в придонной части [Петраков и др., 2014]. То, что Сары-Тор “теплый” в придонном слое, создает предпосылки для возникновения базального (глыбового) скольжения. Вектор скорости базального скольжения считается пропорциональным напряжению на нижней границе (τ_b):

$$\mathbf{v}|_b = -\mu \tau_b^3,$$

где μ – коэффициент трения; τ_{bx}, τ_{by} – составляющие напряжения:

$$\begin{aligned} \tau_{bx} &= \left[\tau_{xz} - \tau_{bxy} \frac{\partial b}{\partial y} - (2\tau_{xx} + \tau_{yy}) \frac{\partial b}{\partial x} \right]_b, \\ \tau_{by} &= \left[\tau_{yz} - \tau_{bxy} \frac{\partial b}{\partial x} - (2\tau_{yy} + \tau_{xx}) \frac{\partial b}{\partial y} \right]_b, \end{aligned}$$

b – высота нижней границы ледника; τ_{ij} – компоненты тензора напряжений у нижней границы ледника.

Для решения каждого из уравнений системы (9) применяется метод сопряженных градиентов, а сама система решается итерационно методом Пикара с применением релаксационной схемы [Рыбак, 2011].

Толщина льда (блок 4.3) рассчитывается путем решения уравнения сохранения баланса массы, которое трансформируется в уравнение для локальной толщины льда H . Баланс массы на поверхности ледника (SMB) входит в его правую часть:

$$\frac{\partial H}{\partial t} = -\nabla \cdot (\mathbf{v}_h H) + SMB = -\nabla \cdot (D \nabla H) + SMB,$$

где t – время; $\mathbf{v}_h$ – вектор осредненной по вертикали скорости течения льда; D – сложный нелинейный комплекс (“нелинейная диффузия”, блок 4.2).

Уравнение (9) численно решается безусловно устойчивым неявным методом переменных направлений. Компоненты поля нелинейной диффу-

зии D_x и D_y выражаются через компоненты скорости течения, толщину льда и градиент поверхности ледника:

$$D_x = -uH\left(\frac{\partial s}{\partial x}\right)^{-1}, \quad D_y = -vH\left(\frac{\partial s}{\partial y}\right)^{-1}.$$

Организация взаимодействия между блоками. Расчеты в блоках 2 и 3 выполняются с временным шагом 1 ч. Полученные поля поверхностного баланса массы после суммирования суточных данных за один балансовый год передаются в динамический блок. Взаимное согласование поля скорости и поля толщины льда при заданном поле SMB (уравнение (7)) происходит малыми шагами по времени (0.02 года). Обновленное поле высоты поверхности ледника и обновленная маска присутствия/отсутствия льда в ячейке в конце модельного года передаются в климатический блок

для перерасчета ориентации поверхности ледника и вертикальных градиентов температуры воздуха и осадков, а также в масс-балансовый блок для определения области расчета баланса массы. Вывод результатов организован в конце каждого балансового года.

ПОСТАНОВКА ЧИСЛЕННЫХ ЭКСПЕРИМЕНТОВ

Исходные данные. Для расчета среднесуточной температуры воздуха T_A над поверхностью ледника использовались результаты срочных наблюдений на метеостанции Тянь-Шань–Кумтор, расположенной в нескольких километрах от ледника на абсолютной высоте 3675 м над уровнем моря. Исходные данные осреднялись (приземная температура воздуха T_t) или суммировались (осадки P_t) за сутки, а также осреднялись за два балансовых года (2014/15; 2015/16) (рис. 3).

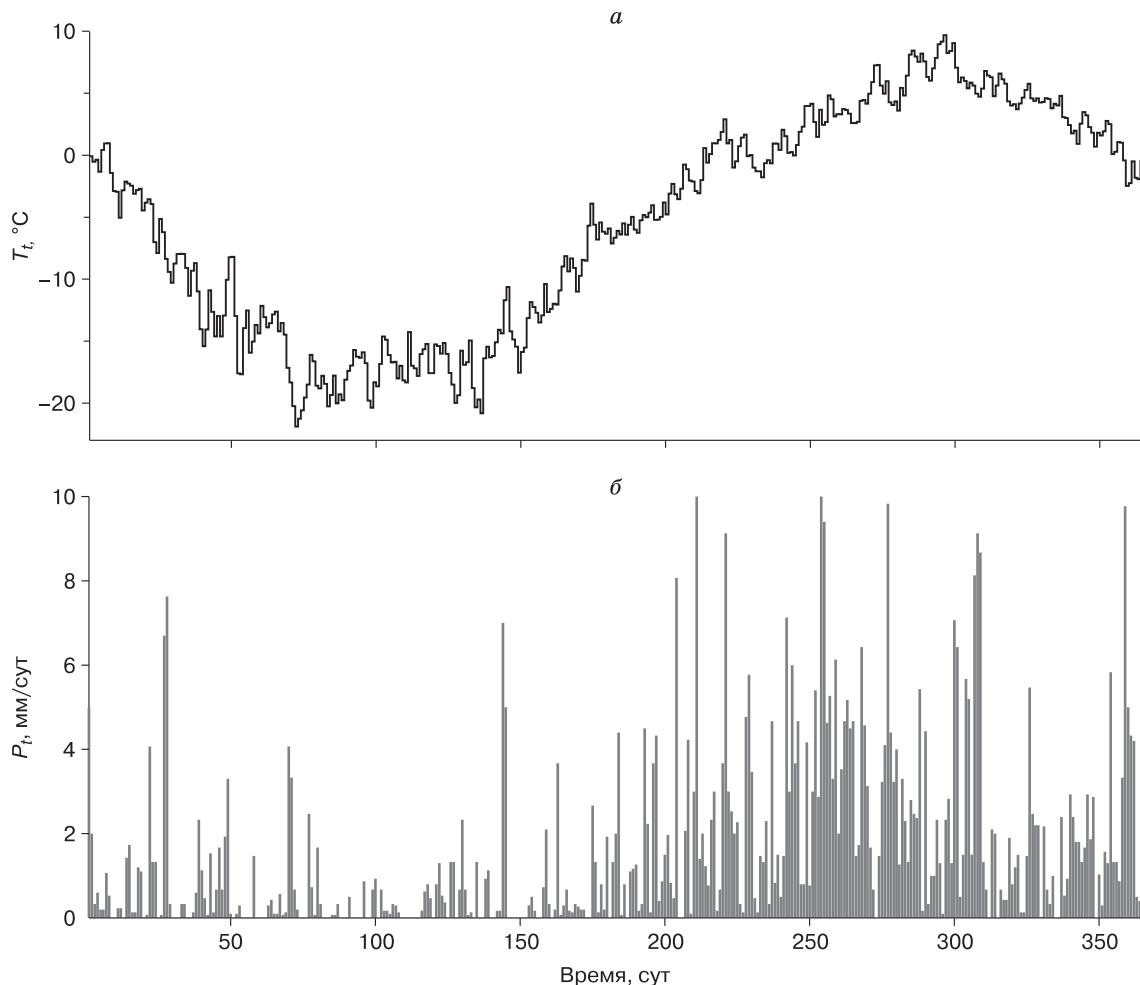


Рис. 3. Входная климатическая информация – осредненные данные за два гидрологических года (2014/15, 2015/16).

a – среднесуточные значения приземной температуры воздуха (T_t); b – суточные суммы атмосферных осадков (P_t) на метеостанции Тянь-Шань.

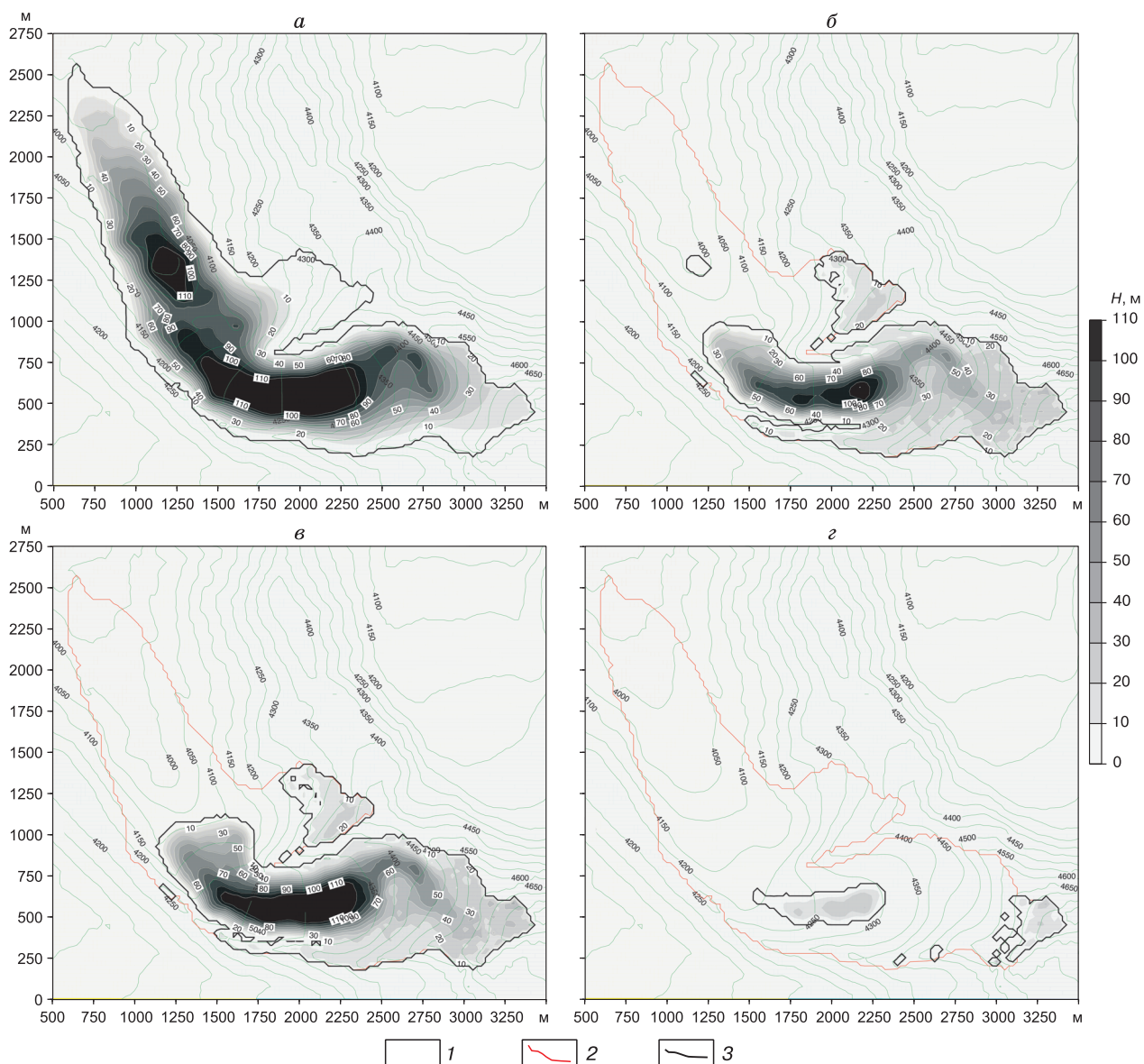


Рис. 4. Толщина льда (H) на леднике Сары-Тор.

a – начальная–измеренная; b – z – модельные значения после 90 лет интегрирования в экспериментах Э01, Э02, Э10 соответственно; 1 – изолинии высоты поверхности, м над ур. моря; 2 – исходные контуры ледника; 3 – контуры ледника к концу экспериментов. На осях – расстояние от условной нулевой точки.

Поле толщины льда (рис. 4) было реконструировано по материалам радиозондирования, выполненного в мае 2013 г., а контуры ледника получены в результате дешифровки космического снимка 2012 г. [Петраков и др., 2014]. Данные расчетов приведены к узлам регулярной пространственной сетки с шагом 25 м. К этим же узлам было приведено поле высоты поверхности, основанное на цифровой модели рельефа ASTER GDEM, Version 2 [ASTER..., 2011] с горизонтальным разрешением 30 м и вертикальной точностью

12 м для горных районов. Размер области интегрирования 4×3 км. Она включает как сам ледник, так и окружающий рельеф для учета эффекта затенения. На рис. 4–7 представлена несколько меньшая область – 3×2.75 км.

Численные эксперименты. Проведены две серии численных экспериментов – предварительная и основная (табл. 1). Предварительная серия состояла из трех экспериментов: двух (П1, П2) только для динамического блока с отключенными климатическим и масс-балансовым блоками и одного

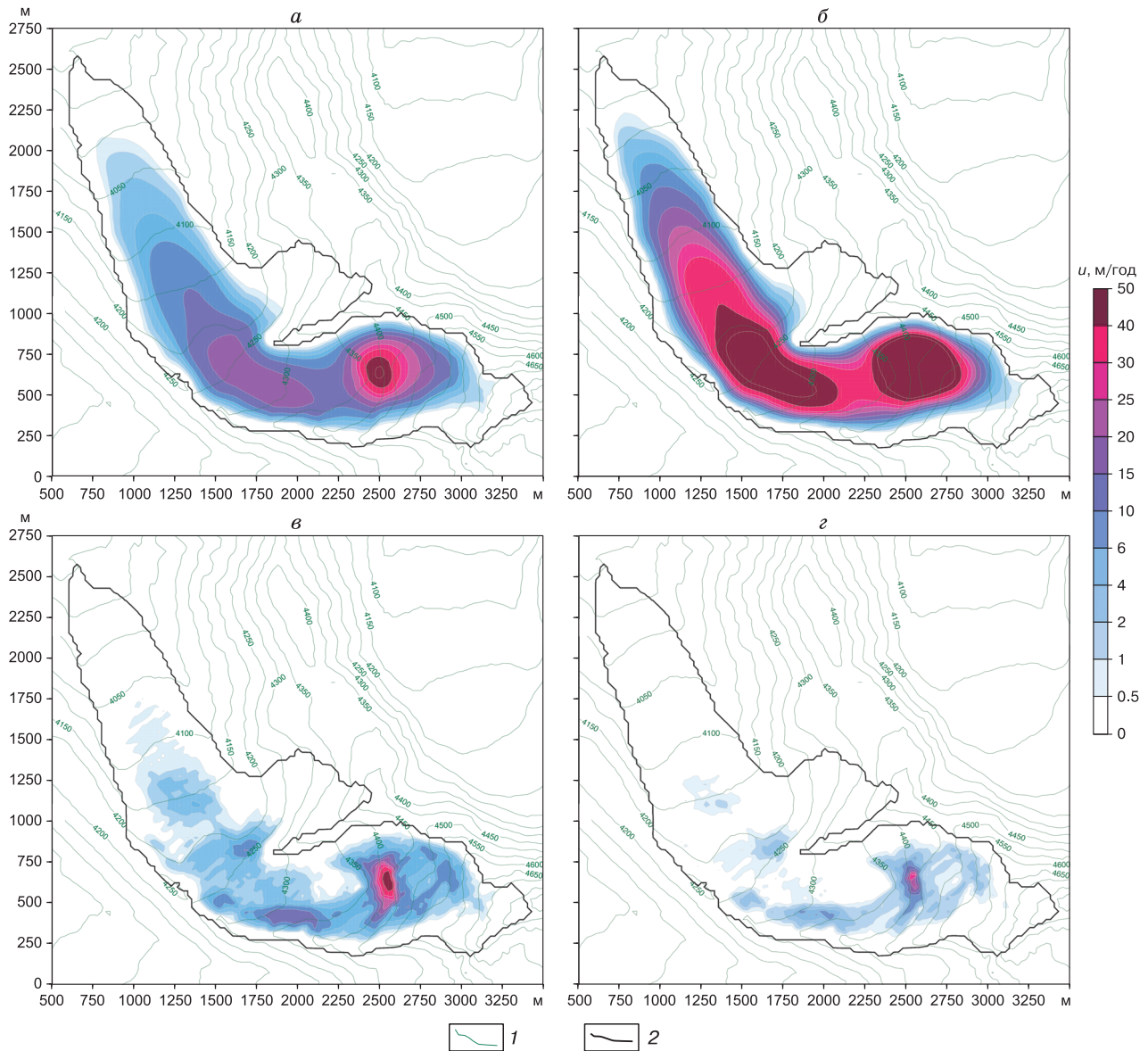


Рис. 5. Скорость течения льда поверхностная (а, б) и базальная (в, г), рассчитанные до начала применения климатического форсинга в экспериментах П1 (а, в) и П2 (б, г).

1 – изолинии высоты поверхности, м над ур. моря; 2 – исходные контуры ледника.

(ПЗ) с отключенным динамическим блоком, только для объединенного климатического и масс-балансового. Даже для достаточно большого ряда наблюдений за скоростью течения определение оптимального соотношения между A_f и μ – непростая задача [Zekollari et al., 2013]. В настоящее время данные наблюдений за скоростью течения отсутствуют, поэтому осуществить калибровку динамического блока по результатам наблюдений на леднике Сары-Тор не представляется возможным. Авторами были определены два режима – нормальный (режим 1, см. табл. 1), в котором A_f и μ

близки к значениям, найденным для ледников Мортарач (Швейцария) [Zekollari et al., 2013] и Марух (Западный Кавказ) [Рыбак и др., 2015], и ускоренный (режим 2, см. табл. 1), в котором деформационная составляющая скорости течения заметно увеличена за счет роста параметра A_f , а скорость базального скольжения снижена за счет уменьшения параметра μ .

Объединение блоков в полную динамическую модель позволило имитировать эволюцию ледника в схематически заданных меняющихся климатических условиях. Всего в серии было проведено

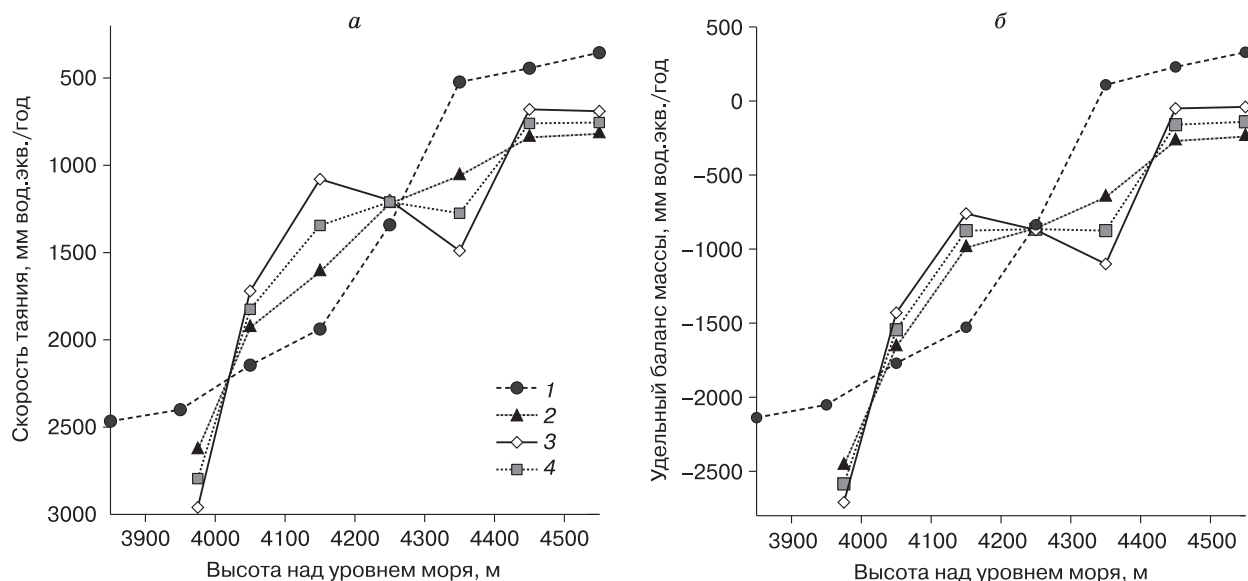


Рис. 6. Осредненные по высотным зонам модельные и наблюдаемые (реконструированные) значения скорости таяния (а) и поверхностного баланса массы (б).

1 – модель; 2 – наблюдения 2014/15 г.; 3 – наблюдения 2015/16 г.; 4 – среднее за 2014–2016 гг.

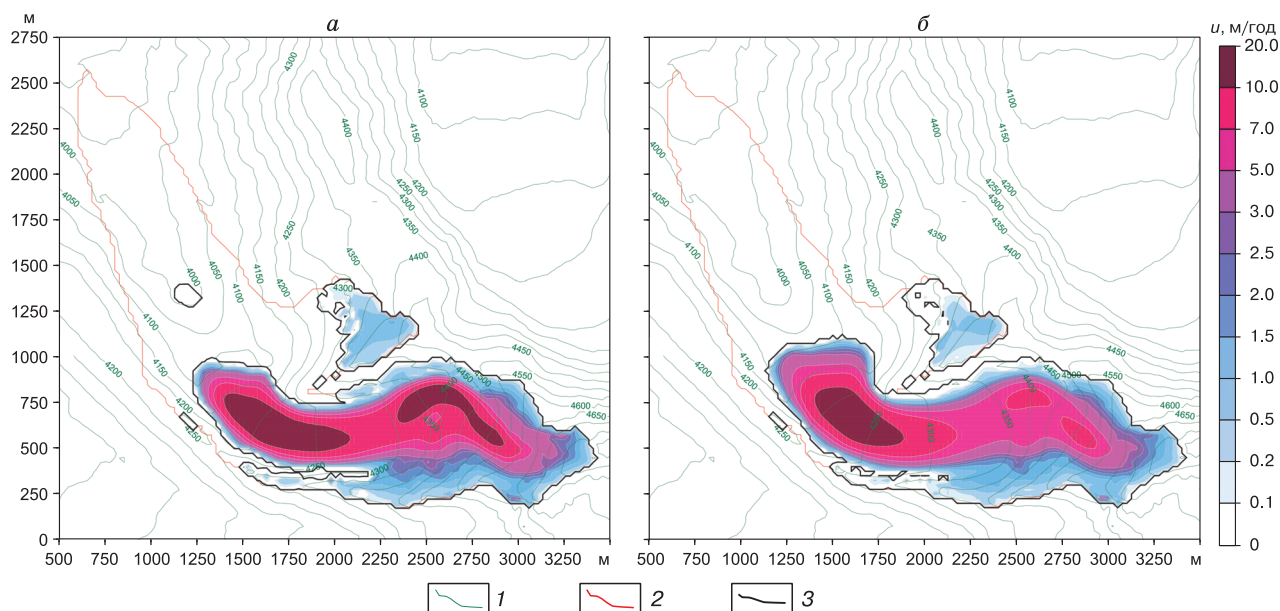


Рис. 7. Скорость течения льда на поверхности ледника после 90 лет интегрирования в экспериментах Э01 (а) и Э02 (б).

1 – изолинии высоты поверхности, м над ур. моря; 2 – исходные контуры ледника; 3 – контуры ледника к концу экспериментов.

10 экспериментов длительностью 90 модельных лет, 5 в нормальном режиме и 5 в ускоренном. Первым годом интегрирования был условно выбран 2011/12 гидрологический год, соответствующий году построения топоосновы по данным космической съемки (см. выше).

В качестве начальных условий принято состояние, достигнутое за 300 модельных лет интегрирования при отключенном динамическом блоке (результаты эксперимента ПЗ). Первые два эксперимента (Э01, Э02) явились его естественным продолжением, но уже с подключенным динами-

Таблица 1.

Характеристика численных экспериментов

№ п/п	Название	Описание	Характеристика	Режим	Градиент температуры, °C/100 лет
1	П1	Предварительный	Масс-балансовый блок отключен	Режим 1	
2	П2	«	То же	Режим 2	
3	П3	«	Динамический блок отключен		
4	Э01	Основной	Все блоки включены	Режим 2	0
5	Э02	«	То же	Режим 1	0
6	Э03	«	«	Режим 2	+1
7	Э04	«	«	Режим 1	+1
8	Э05	«	«	Режим 2	+2
9	Э06	«	«	Режим 1	+2
10	Э07	«	«	Режим 2	+3
11	Э08	«	«	Режим 1	+3
12	Э09	«	«	Режим 2	+4
13	Э10	«	«	Режим 1	+4

ческим блоком. Их результат фактически отражал состояние ледника, равновесное с климатическими условиями 2014–2016 гг. В экспериментах Э03–Э10 вводилось условие роста приземной температуры воздуха со скоростью 1–4 °C/100 лет (см. табл. 1) при неизменном количестве осадков.

РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ И ОБСУЖДЕНИЕ

Скорость течения льда при отключенном масс-балансовом блоке. Очевидно, что максимумы (более 50 м/год) в скоростях как поверхностного (см. рис. 5, а, б), так и базального (см. рис. 5, в, г) течения приурочены к области, где крутые склоны сочетаются с высокими значениями толщины льда (см. рис. 4, а) в диапазоне абсолютных высот 4350–4450 м в нормальном режиме (см. рис. 5, а). Эта область в ускоренном режиме несколько больше (см. рис. 5, б). Вторая область повышенных значений скорости расположена ниже по течению на выположенном участке, где толщина льда превышает 110 м.

Расчетные величины составляющих баланса массы при отключенном динамическом блоке.

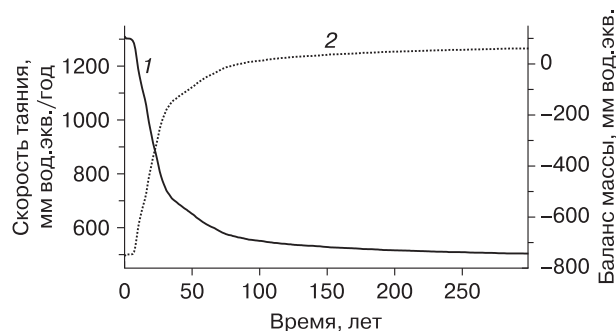


Рис. 8. Согласование абляции и удельного баланса массы с заданными наблюдаемыми значениями в эксперименте с фиксированной топографией.

1 – скорость таяния; 2 – баланс массы.

Расчеты аккумуляции, абляции и баланса массы в 2014/15 и 2015/16 балансовых годах выполнялись на основе данных измерений на абляционных рейках, установленных вдоль осевой линии ледника, снегомерных съемок и измерений в шурфах и на стационарных осадкомерах, выполненных сотрудниками Института водных проблем и гидроэнергетики Национальной академии наук Кыргызской Республики в 2014–2016 гг. Редкая сеть абляционных реек, вполне вероятно, является источником ошибок в оценке величины таяния при экстраполяции на всю территорию ледника и, соответственно, удельного баланса массы. Однако из-за отсутствия альтернативы настройка параметров модели осуществлялась таким образом, чтобы наиболее точно воспроизвести наблюдаемые данные по аккумуляции, абляции и расчетные значения поверхностного баланса массы, осредненные за два балансовых года (2014/15 и 2015/16).

Поскольку расчеты в эксперименте П3 проводились при отключенном динамическом блоке, топография и толщина льда оставались неизменными. В этом случае единственной величиной, которая, меняясь год от года, приводит к колебаниям альбедо и всех составляющих поверхностного баланса массы, является толщина снежного покрова. При заданных значениях настраиваемых параметров модели за первые 30 модельных лет происходит быстрое увеличение скорости таяния с 500 до 1070 мм/год и в последующие 270 лет – до 1270 мм/год, причем в последние 150 лет увеличение крайне незначительное, и к 300-му модельному году оно практически не меняется (рис. 8). Изменение поверхностного баланса массы зеркально: от слабоположительного значения (+80 мм/год) за первые 30 лет он снижается до –550 мм/год и далее, в последующие 270 лет, до –743 мм/год, причем так же, как и в случае с таянием, к 300-му модельному году изменений практически не про-

Таблица 2. Расчетные и модельные значения аккумуляции, суммарного таяния и удельного баланса массы ледника Сары-Тор

Параметр	Расчет			Модель
	2014/15 г.	2015/16 г.	среднее за 2014–2016 гг.	
Аккумуляция (на высоте 4400–4500 м)	570	630	600	618
Аккумуляция (выше 4500 м)	580	650	615	625
Суммарное таяние, мм вод.экв.	–1240	–1210	–1225	–1266
Баланс массы, мм вод.экв.	–820	–790	–805	–743

Примечание. Жирным шрифтом выделены целевые показатели.

исходит. Результирующие (стационарные) поля приведены на рис. 6. Очевидно, что таяние охватывает всю площадь ледника (см. рис. 6, а), уменьшаясь от 150–160 дней в прифронтовой части до менее чем 80 дней в верхней части (выше 4650 м н.у.м.). Количество талой воды снижается примерно от 2600 мм/год вод.экв. у края языка до менее чем 200 мм/год выше 4500 м н.у.м. (см. рис. 6, б). Снеговая линия проходит на высоте 4250–4350 м (см. рис. 6, в).

В качестве целевых показателей соответствия были выбраны значения для всего ледника (табл. 2), что, разумеется, не означало, что высотное распределение наблюдаемых (реконструированных) и модельных значений будет строго идентичным. При заданном наборе настраиваемых параметров модель завышает таяние в целом по леднику на 3.3 % и занижает удельный баланс на 9.2 %. Сравнение характеристик, осредненных по высотным зонам (рис. 9, а, б), показывает, что высотные градиенты изменений сопоставимы в диапазоне высот 4050–4200 и выше 4350 м. В целом модельные расчеты ближе к наблюдаемым данным 2014/15 г. по сравнению с 2015/16 г. Принципиальное отличие отмечается выше 4350 м, где модельный баланс массы становится положительным, а, согласно расчетам на основе наблюдений, он остается пусть незначительно, но отрицательным. Не вполне ясно, чем можно объяснить положительный градиент в скорости таяния (и, соответственно, отрицательный в удельном балансе массы) в 2015/16 г. в диапазоне высот 4250–4350 м. В любом случае, для более точной калибровки масс-балансового блока модели необходим более длительный ряд современных наблюдений, чем был доступен авторам.

Основные эксперименты. В основной серии численных экспериментов было исследовано возможное изменение площади и объема ледника до конца XXI в., а также изменение составляющих поверхностного баланса массы.

Скорость течения. В равновесном состоянии максимальная скорость на поверхности значительно сократившегося ледника падает более чем вдвое (см. рис. 9) по сравнению с неравновесным начальным состоянием (см. рис. 5). Область мак-

симальных значений в диапазоне высот 4200–4270 м локализована в области максимальной толщины льда, однако по абсолютной величине скорость незначительно превышает 20 м/год, что вдвое ниже, чем в начале экспериментов.

Топография и толщина льда. Расчеты показали, что топография ледника находится в дисбалансе с климатическими условиями 2014–2016 гг. При сохранении текущих значений приземной температуры и осадков ледник устойчиво сокращается и к концу века теряет более половины объема и 40 % площади (см. рис. 4, б, в; 10, а, б). Происходит отчленение правого притока, в котором лед сохраняется только в верхней части. В обоих сценариях значительно сокращается толщина льда в относительно пологой области 4200–4300 м, причем в ускоренном сценарии эксперимента Э01 сокращение заметнее, чем в нормальном сценарии Э02. Парадоксально, но толщина льда растет в отделившемся от основной части правом рукаве (ср. рис. 4, а и 4, б, в), по-видимому, из-за отсутствия динамического перераспределения массы. Язык ледника смещается с отметки около 3900 м в начале Э01 и Э02 до отметки 4140–4150 м (Э01, рис. 4, б) и 4080–4100 м (Э02, см. рис. 4, в) на расстояние 1600 м. Полученные результаты означают, что даже в условиях, по сути, современного климата ледник будет деградировать. Тем более деградация неизбежна в условиях роста температуры – при реализации “экстремального” сценария (Э10, см. рис. 4, г) остаются лишь два относительно крупных фрагмента исходного ледника: в области максимальной толщины льда и в области выше 4600 м н.у.м., а также несколько мелких фрагментов общей площадью около 10 % и объемом 3 % от исходного (см. рис. 10, а, б).

В первые 10 модельных лет выполнения эксперимента Э02 сокращение площади и объема идет более быстрыми темпами, постепенно замедляясь, пока к концу эксперимента не достигнет стационарного состояния. В первое десятилетие площадь и объем эволюционируют одинаково во всех экспериментах, поскольку потепление еще не сказывается на этих характеристиках (см. рис. 10, а, б). В “нечетных” экспериментах в условиях более высоких скоростей на поверхности

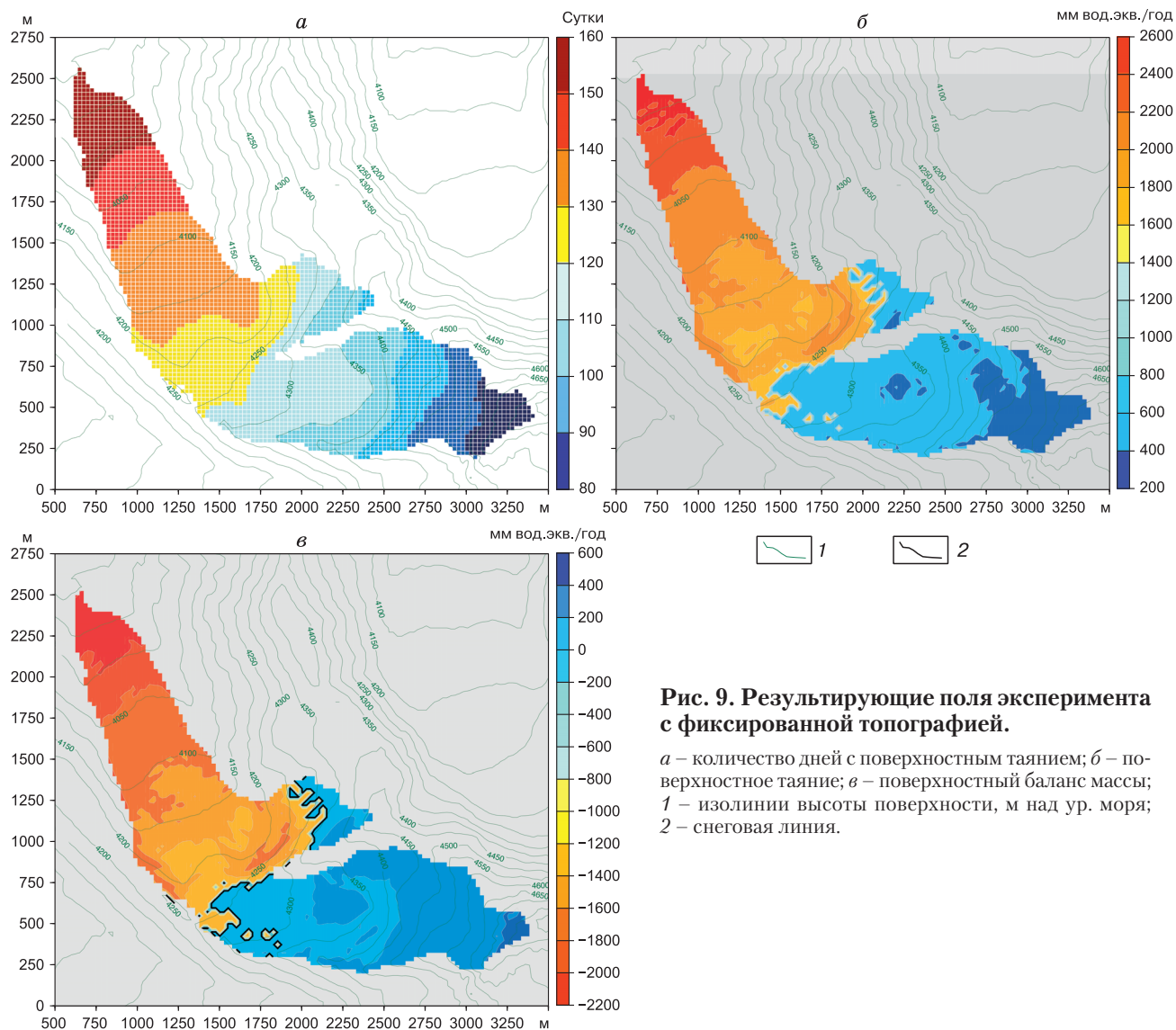


Рис. 9. Результирующие поля эксперимента с фиксированной топографией.

а – количество дней с поверхностным таянием; *б* – поверхностное таяние; *в* – поверхностный баланс массы; 1 – изолинии высоты поверхности, м над ур. моря; 2 – снеговая линия.

после первого десятилетия сокращения наступает относительная стабилизация при уменьшающемся объеме. При этом с ростом температуры период стабилизации площади ледника сокращается.

Осадки и сток. Рост температуры в экспериментах Э07–Э10 первоначально приводит к увеличению объема жидких осадков, выпадающих на ледниковую поверхность, которое сменяется падением в 2–6 раз (см. рис. 10, *в*) из-за отступления языка ледника и таяния нижних участков, где приземная температура выше. Заметим, что результаты расчетов представлены в абсолютных величинах. Доля жидких осадков в стоке растет с 9 до 9.5–11.5 % и затем в экспериментах Э04–Э10 падает ниже первоначальной (см. рис. 10, *з*). Как общий (см. рис. 10, *д*), так и ледниковый сток (см. рис. 10, *е*) сокращаются во всех экспериментах, при этом в первом десятилетии темпы сокраще-

ния примерно одинаковы. Примечательно, что систематическое сокращение наблюдается в экспериментах Э01–Э04, т. е. при постоянной температуре или при незначительном ее росте (1 °C/100 лет). В остальных случаях и в отдельные периоды времени наблюдается рост объемов стока разной продолжительности. Например, в эксперименте Э06 повышение происходит после 2080 г., а в эксперименте Э09 – после 2020 г. и продолжается в течение последующих 40 лет, а за пиковым значением в 2062 г., перекрывающем начальное, следует резкий спад. Аналогично, но не столь экстремально меняется объем стока в эксперименте Э10, незначительно растет сток в эксперименте Э07. Рост стока происходит, очевидно, за счет увеличения интенсивности таяния (см. рис. 10, *з*). После того как площадь ледника и, соответственно, площадь зоны абляции сокращают-

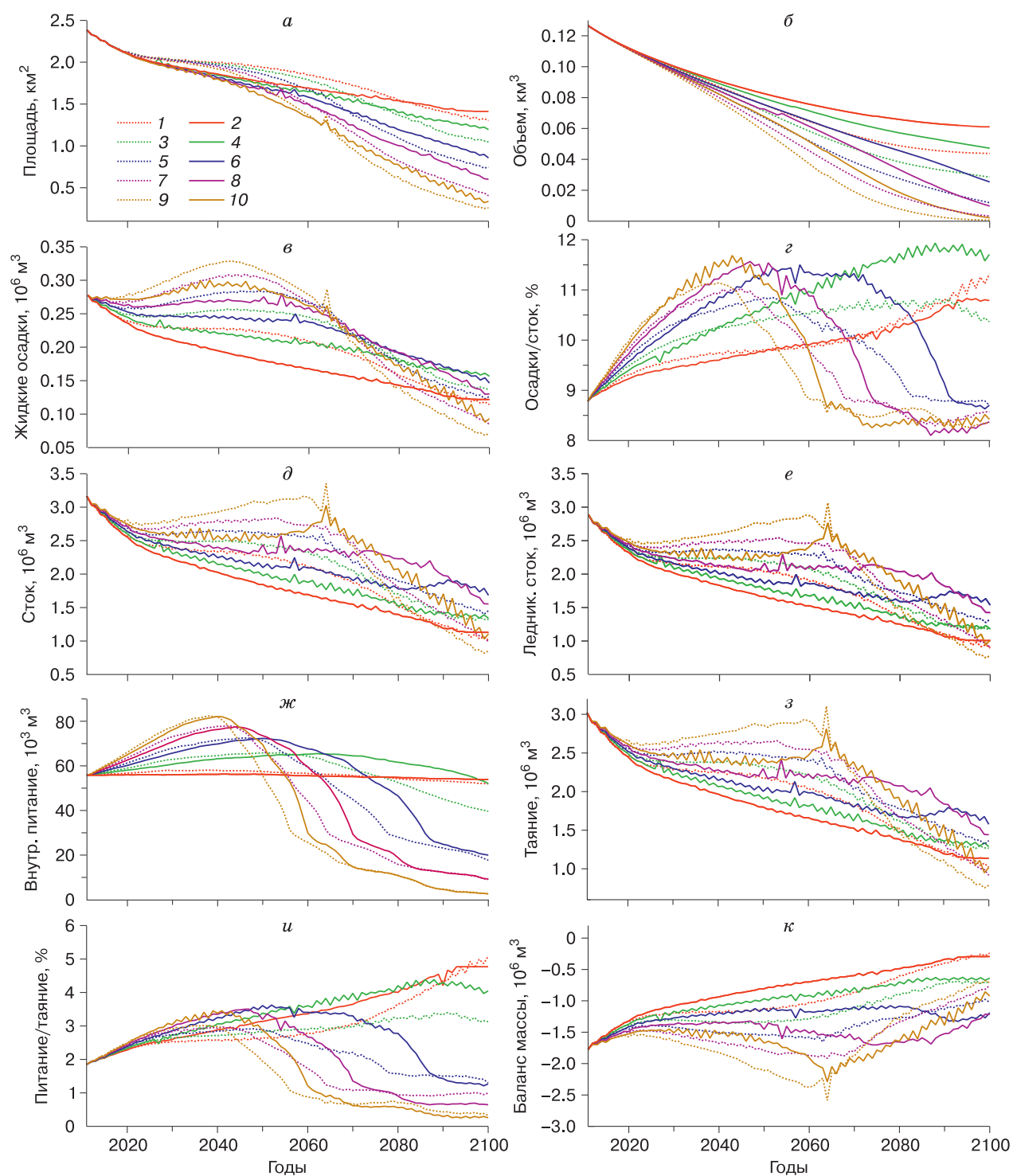


Рис. 10. Обобщенные результаты численных экспериментов – эволюция характеристик ледника Сары-Тор в течение 90 модельных лет:

а – площадь ледника; *б* – объем льда; *в* – объем жидких осадков; *г* – отношение объема жидких осадков к объему суммарного стока; *д* – объем суммарного стока; *е* – объем ледникового стока; *ж* – объем внутреннего питания – повторно замерзшей воды; *з* – объем талой воды; *и* – отношение объема внутреннего питания к объему талой воды; *к* – поверхностный баланс массы; 1–10 – номера экспериментов.

ся, снижается и объем ледникового стока. Нельзя исключить того, что основные изменения стока происходят в пиковые месяцы таяния (июль–август), и на эти месяцы приходится увеличение стока по отношению к современному значению годовой суммы. Это вопрос для отдельного исследования.

В экспериментах Э01–Э06 период стабилизации стока либо незначителен, либо отсутствует. Так, в эксперименте Э02 (условный современный климат) и общий, и ледниковый стоки систематически сокращаются.

Таяние и внутреннее питание. Поверхностное таяние в целом носит тот же характер, что и сток (см. рис. 10, з). Объем внутреннего питания ледника, под которым мы подразумеваем повторно замерзшую талую воду (хотя понятие внутреннего питания несколько шире [Голубев и др., 1978]), в экспериментах Э01 и Э02 остается практически неизменным, однако его отношение к объему талой воды (см. рис. 10, и) меняется значительно и зависит от конкретного сценария. Так, в экспериментах Э01–Э04 это отношение возрастает от 2 до 5 %, а в остальных экспериментах снижается от 0.1–0.2 % (Э09 и Э10) до 0.16–0.17 % (Э04 и Э05). Объем внутреннего питания ограничивается областью, где в течение сезона абляции сохраняется снежный покров. Очевидно, что в экспериментах Э05–Э10 эти области достигают устойчивых минимальных размеров, что объясняет почти постоянные (с некоторого времени) объемы внутреннего питания.

Поверхностный баланс массы. Эволюция интегрального показателя – поверхностного баланса массы фактически обратна эволюционной картине стока и таяния (см. рис. 10, к). В экспериментах Э01–Э04 баланс устойчиво растет, в “экстремальных” экспериментах Э09 и Э10 снижение баланса до 2060 г. сменяется последующим ростом. В остальных экспериментах наблюдаются периоды незначительного увеличения и уменьшения.

Однако результаты экспериментов нельзя воспринимать в качестве прогнозов на конкретные годы. Межгодовая изменчивость осадков, приземной температуры, а следовательно, и темпов таяния достаточно велика. В модель вводятся условные средние величины, учитывающие не межгодовую изменчивость, а только глобальные тренды. В соответствии с этим прогностические расчеты имеют целью выявить лишь общие тенденции в эволюции ледника. Анализ влияния межгодовой изменчивости на сценарные оценки составляющих баланса массы требует проведения отдельного исследования.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотрены методологические вопросы, возникающие при решении задач прогноза методами

математического моделирования, структура математической модели, особенности постановки численных экспериментов, проанализированы их результаты. Основные выводы сводятся к следующему.

1. Сары-Тор находится в дисбалансе с современным климатом, и требуется несколько десятков лет, чтобы он пришел в равновесие. При неизменных климатических условиях его площадь и объем значительно сократятся за 90 модельных лет (площадь более чем на 40 %, объем – более чем на 50 %), а язык отступает приблизительно на 1600 м.

2. При постепенном росте приземной температуры воздуха увеличивается деградация ледника, причем в случае роста температуры со скоростью $4^\circ\text{C}/100$ лет ледник распадется на несколько фрагментов общей площадью около 10 % и объемом 3 % от исходного.

3. При росте температуры со скоростью $2\text{--}4^\circ\text{C}/100$ лет будет наблюдаться увеличение доли жидких осадков в общем стоке с ледника приблизительно с 9 до 11 %, однако после 2040 г. их вклад упадет ниже первоначального уровня из-за сокращения площади ледниковой поверхности.

4. Ледниковый сток снижается к 2100 г. во всех экспериментах. При этом при сохранении современных климатических условий он уменьшится примерно вдвое, однако при росте температуры на $1\text{--}3^\circ\text{C}/100$ лет его снижение будет несколько меньше из-за высоких объемов таяния, и только в случае роста со скоростью $4^\circ\text{C}/100$ лет объем ледникового стока будет ниже из-за значительно сократившейся площади ледника.

5. При сохранении современных климатических условий поверхностный баланс массы будет постепенно увеличиваться, стабилизируясь к 2100 г., когда ледник приблизится к равновесию с современным климатом, хотя и не полностью.

Поскольку Сары-Тор условно можно считать опорным для массива Ак-Шийрак, его будущее состояние можно экстраполировать на другие ледники региона.

Авторы выражают благодарность ЗАО “Кумтор Голд Компани” за финансовую и организационную поддержку выполнения Программы мониторинга ледников и гидрометеорологических наблюдений на концессионной площади ЗАО “Кумтор Голд Компани” в бассейнах рек Арабель и Учкол. Авторы также благодарны рецензентам, чьи ценные замечания и предложения позволили существенно переработать первоначальный вариант статьи.

Работа выполнена в рамках Программы фундаментальных исследований Президиума РАН № 52 “Обеспечение устойчивого развития Юга России в условиях климатических, экологических и техногенных вызовов” (подпрограмма “Освоение

ресурсного потенциала, удержание лидерских позиций и обеспечение безопасности Черноморско-Каспийского региона на основе экосистемных принципов”).

Литература

Бастов Б.И., Архангельская А.В. Изменение водности рек и ее вызовы гидроэнергетической безопасности // Вестн. КРСУ, 2015, т. 15, № 1, с. 140–143.

Волошина А.П. Метеорология горных ледников // Материалы гляциол. исслед., 2002, вып. 92, с. 3–148.

Голубев Г.Н. Ледник Джанкуат (Центральный Кавказ). Водно-ледовый и тепловой баланс горноледниковых бассейнов / Г.Н. Голубев, М.Б. Дюргеров, В.А. Маркин и др. Л., Гидрометеиздат, 1978, 183 с.

Дюргеров М.Б. Баланс массы, сток и метеорологические условия ледника Сары-Тор в хребте Ак-Шийрак (Внутренний Тянь-Шань) / М.Б. Дюргеров, М.Г. Кунахович, В.Н. Михаленко и др. М., Изд-во РАН, 1992, 70 с.

Дюргеров М.Б., Ушнурцев С.Н. Баланс массы ледника Сары-Тор // Материалы гляциол. исслед., 1988, вып. 62, с. 199–203.

Дюргеров М.Б., Ушнурцев С.Н., Чичагов А.М. Связь высоты границы питания, температуры воздуха и стока в бассейне ледника Сары-Тор, Внутренний Тянь-Шань // Материалы гляциол. исслед., 1991, вып. 71, с. 136–139.

Кондратьев К.Я. Актинометрия. Л., Гидрометеиздат, 1965, 695 с.

Кузьмиченко В.А. Колебания ледников Давыдова и Сары-Тор по данным топографических съемок // Материалы гляциол. исслед., 1988, вып. 62, с. 193–198.

Михаленко В.Н. Расчет и реконструкция баланса массы ледниковой системы Акшыйрак на Тянь-Шане // Материалы гляциол. исслед., 1993, вып. 76, с. 102–107.

Морозова П.А., Рыбак О.О. Регионализация данных глобального климатического моделирования для расчета баланса массы горных ледников // Лед и снег, 2017, т. 57, № 4, с. 437–452.

Петраков Д.А., Лаврентьев И.И., Коваленко Н.В., Усубалиев Р.А. Толщина льда, объем и современные изменения площади ледника Сары-Тор (массив Ак-Шийрак, Внутренний Тянь-Шань) // Криосфера Земли, 2014, т. XVIII, № 3, с. 91–100.

Поповнин В.В., Пылаева Т.В. Лавинное питание ледника Джанкуат // Лед и снег, 2015, т. 55, № 2, с. 21–32.

Рец Е.П., Фролова Н.Л., Поповнин В.В. Моделирование таяния поверхности горного ледника // Лед и снег, 2011, т. 51, № 4, с. 24–31.

Рыбак О.О. Математическое моделирование эволюции ледниковых щитов. М., Физматлит, 2011, 220 с.

Рыбак О.О., Рыбак Е.А. Применение данных сетевых метеорологических станций для расчета баланса массы ледников (на примере ледника Джанкуат, Центральный Кавказ) // Системы контроля окружающей среды, 2017, вып. 9 (29), с. 100–108.

Рыбак О.О., Рыбак Е.А., Кутузов С.С. и др. Калибровка математической модели динамики ледника Марух, Западный Кавказ // Лед и снег, 2015, т. 55, № 2, с. 9–20.

Ушнурцев С.Н. Колебания баланса массы ледника Сары-Тор во Внутреннем Тянь-Шане и его реконструкция за 1930–1988 гг. // Материалы гляциол. исслед., 1991, вып. 71, с. 70–80.

Aizen V.B., Aizen E.M., Kuzmichonok V.A. Glaciers and hydrological changes in the Tien Shan: simulation and prediction // Environ. Res. Lett., 2007, vol. 2, p. 045019, DOI:10.1088/1748-9326/2/4/045019.

ASTER Global Digital Elevation Map [Электрон. ресурс]. – URL: <https://asterweb.jpl.nasa.gov/gdem.asp>, 2011 (дата обращения: 10.02.2015).

Barandun M., Huss M., Usubaliev R. et al. Multi-decadal mass balance series of three Kyrgyz glaciers inferred from modelling constrained with repeated snow line observations // The Cryosphere, 2018, vol. 12, p. 1899–1919, DOI: <https://doi.org/10.5194/tc-12-1899-2018>.

Bernauer T., Siegfried T. Climate change and international water conflict in Central Asia // J. Piece Res., 2012, vol. 49, p. 227–239, DOI: 10.1177/0022343311425843.

Bolch T. Climate change and glacier retreat in northern Tien Shan (Kazakhstan/Kyrgyzstan) using remote sensing data // Global and Planet. Change, 2007, vol. 56, p. 1–12.

Braithwaite R.J., Olesen O.B. A simple energy-balance model to calculate ice ablation at the margin of the Greenland ice sheet // J. Glaciol., 1990, vol. 36, p. 222–228.

Dozier J., Frew J. Rapid calculation of terrain parameters for radiation modeling from digital elevation data // IEEE Trans. on Geosci. and Remote Sensing, 1990, vol. 28, No. 5, p. 963–969.

Duyrgerov M.B. Reanalysis of glacier changes: from the IGY to the IPY, 1960–2008 // Data of Glaciol. Studies, 2010, issue 108, p. 6–115.

Fürst J.J., Rybak O., Goelzer H. et al. Improved convergence and stability properties in a three-dimensional higher-order ice sheet model // Geosci. Model Development, 2011, vol. 4, p. 1133–1149, DOI: 10.5194/gmd-4-1133-2011.

Hagg W., Mayer C., Lambrecht A., Helm A. Sub-debris melt rates on southern Inylchek Glacier, central Tian Shan // Geografiska Annal., 2008, vol. 90A, p. 55–63.

Huss M., Hock R. A new model for global glacier change and sea-level rise // Frontiers in Earth Sci., 2015 [Электрон. ресурс]. – URL: <https://www.frontiersin.org/articles/10.3389/feart.2015.00054/full> 2015, vol. 3, Article 54, DOI: 10.3389/feart.2015.00054 (дата обращения: 01.10.2018).

Huss M., Hock R. Global-scale hydrological response to future glacier mass loss // Nature Climate Change, 2018, vol. 8, p. 135–140, DOI: 10.1038/s41558-017-0049-x.

Ibatullin S., Yasinsky V., Mironenkov A. The impact of climate change on water resources in Central Asia. Sector report No. 6. Almaty, Rep. Kazakhstan, Eurasian Development Bank, 2009, 43 p.

Janssens I., Huybrechts P. The treatment of meltwater retention in mass-balance parameterizations of the Greenland ice sheet // Ann. Glaciol., 2000, vol. 31, p. 133–140.

Kenzhebaev R., Barandun M., Kronenberg M. et al. Mass balance observations and reconstructions for Batysh Sook Glacier, Tien Shan, from 2004 to 2016 // Cold Regions Sci. and Technol., 2017, vol. 135, p. 76–89, DOI: <https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2016.12.007>.

Kronenberg M., Barandun M., Hoelze M. et al. Mass-balance reconstruction for Glacier No. 354, Tien Shan, from 2003 to 2014 // Ann. Glaciol., 2016, vol. 57, p. 92–102, DOI: 10.3189/2016AoG71A032.

Kutuzov S., Shahgedanova M. Glacier retreat and climatic variability in the eastern Terskey-Alatau, inner Tien Shan between the middle of the 19th century and beginning of the 21st century // Global and Planet. Change, 2009, vol. 69, p. 59–70.

Lutz A.F., Immerzeel W.W., Shrestha A.B., Bierkens M.F.P. Consistent increase in High Asia's runoff due to increasing glacier melt and precipitation // *Nature Climatic Change*, 2014, vol. 4, p. 587–592.

Nemec J., Huybrechts P., Rybak O., Oerlemans J. Reconstruction of the surface mass balance of Morteratschgletscher since 1865 // *Ann. Glaciol.*, 2009, vol. 50, p. 126–134.

Oerlemans J. The mass balance of the Greenland ice sheet: sensitivity to climate change as revealed by energy-balance modeling // *The Holocene*, 1991, vol. 1, p. 40–49.

Oerlemans J. *Glaciers and Climate change*. Rotterdam, A.A. Balkema Publ., 2001, 148 p.

Oke T.R. *Boundary layer climates*. Second edition. Oxford, UK, Taylor & Francis Group, 1987, 435 p.

Pattyn F. A new three-dimensional higher-order thermomechanical ice sheet model: Basic sensitivity, ice stream development, and ice flow across subglacial lakes // *J. Geophys. Res.*, 2003, vol. 108, p. 2382, DOI: 10.1029/2002JB002329.

Petrakov D., Shpuntova A., Aleinikov A. et al. Accelerated glacier shrinkage in the Ak-Shyrak massif, Inner Tien Shan, during 2003–2013 // *Science of the Total Environ.*, 2016, vol. 562, p. 364–378, DOI: <http://dx.doi.org/10.1016/j.scitotenv.2016.03.162>.

Reijmer C.H., van den Broeke M.R., Fettweis X. et al. Refreezing on the Greenland ice sheet: a comparison of parameterizations // *The Cryosphere*, 2012, vol. 6, p. 743–762.

Robinson A., Calov R., Ganopolski A. An efficient regional energy-moisture balance model for simulation of the Greenland Ice Sheet response to climate change // *The Cryosphere*, 2010, vol. 4, p. 129–144.

Siegfried T., Bernauer T., Guinnet R. et al. Will climate change exacerbate water stress in Central Asia? // *Climatic Change*, 2012, vol. 112, p. 881–899, DOI: 10.1007/s10584-011-0253-z.

Sorg A., Bolch T., Stoffel M. et al. Climate change impacts on glaciers and runoff in Tien Shan (Central Asia) // *Nature Climate Change*, 2012, vol. 2, p. 725–731, DOI: 10.1038/nclimate1592.

Zekollari H., Fürst J.J., Huybrechts P. Modelling the evolution of Vadret da Morteratsch (Switzerland) since the Little Ice Age and into the future // *J. Glaciol.*, 2014, vol. 60, p. 1155–1168, DOI: 10.3189/2014JoG14J05363A434.

Zekollari H., Huybrechts P., Fürst J.J. et al. Calibration of a higher-order 3D ice flow model of the Morteratsch glacier complex, Engadin, Switzerland // *Ann. Glaciol.*, 2013, vol. 54, p. 343–351, DOI: 10.3189/2013AoG63A434.

Zekollari H., Huybrechts P., Noël B. et al. Sensitivity, stability and future evolution of the world's northernmost ice cap, Hans Tausen Iskappe (Greenland) // *The Cryosphere*, 2017, vol. 11, p. 805–825, DOI: 10.5194/tc-11-805-2017.

References

Baetov B.I., Arkhangelskaya A.V. Change in river runoff and challenge to safety in water power engineering. *Vestnik KRSU [KRSU Herald]*, 2015, vol. 15, No. 1, p. 140–143 (in Russian).
Voloshina A.P. Meteorology of mountain glaciers. *Materialy Glyaciologicheskikh Issledovaniy [Data of Glaciological Studies]*, 2002, No. 92, p. 3–148 (in Russian).
Golubev G.N., Dyurgerov M.B., Markin V.A. et al. *Lednik Dzhankuat (Tsentralnyi Kavkaz). Vodno-ledovyy i teplovoy balans gornolednikovyykh basseinov [The Djankuat Glacier (Central Caucasus): Water, Ice and Heat Budget of Mountain Glaciers]*. Leningrad, Gidrometeoizdat, 1978, 183 p. (in Russian).

Dyurgerov M.B., Kunahovich M.G., Mikhaleiko V.N. et al. *Balans massy, stok i meteorologicheskie usloviya lednika Sary-Tor v khrebte Ak-Shyrak (Vnutrennii Tyan'-Shan') [Mass balance, runoff and meteorological conditions of Sary-Tor glacier in the Ak Shyrak mountains (Inner Tien Shan)]*. Moscow, Izd-vo RAN, 1992, 70 p. (in Russian).

Dyurgerov M.B., Ushnurtsev S.N. Mass balance of the Sary-Tor glacier. *Materialy Glyaciologicheskikh Issledovaniy [Data of Glaciological Studies]*, 1988, No. 62, p. 199–203 (in Russian).

Dyurgerov M.B., Ushnurtsev S.N., Chichagov A.M. Elevation of glacier equilibrium line, air temperature and runoff in the basin of the Sary-Tor glacier, Inner Tien Shan. *Materialy Glyaciologicheskikh Issledovaniy [Data of Glaciological Studies]*, 1991, No. 71, p. 136–139 (in Russian).

Kondratiev K.Ya. *Aktinometriya [Actinometry]*. Leningrad, Gidrometeoizdat, 1965, 695 p. (in Russian).

Kuzmichonok V.A. Dynamics of the Davydov and Sary-Tor glaciers from topographic surveys. *Materialy Glyaciologicheskikh Issledovaniy [Data of Glaciological Studies]*, 1988, No. 62, p. 193–198 (in Russian).

Mikhaleiko V.N. Calculation and reconstruction of mass balance of the Ak Shyrak ice system in the Tien Shan. *Materialy Glyaciologicheskikh Issledovaniy [Data of Glaciological Studies]*, 1993, No. 76, p. 102–107 (in Russian).

Morozova P.A., Rybak O.O. Downscaling of the global climate model data for the mass balance calculation of mountain glaciers. *Led i Sneg [Ice and Snow]*, 2017, vol. 57, No. 4, p. 437–452, DOI: 10.15356/2076-6734-2017-4-437-452.

Petrakov D.A., Lavrientiev I.I., Kovalenko N.V., Usabaliev R.A. Ice thickness, volume and current changes of the Sary-Tor Glacier area (Ak-Shyrak massif, Inner Tien Shan). *Earth's Cryosphere*, 2014, vol. XVIII, No. 3, p. 83–91.

Popovnin V.V., Pylaeva T.V. Avalanche feeding of the Djankuat glacier. *Led i Sneg [Ice and Snow]*, 2015, vol. 55, No. 2, p. 21–32, DOI: <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2015-2-21-32>.

Rets E.P., Frolova N.L., Popovnin V.V. Modeling of melting on the surface of a mountain glacier. *Led i Sneg [Ice and Snow]*, 2011, vol. 51, No. 4, p. 24–31 (in Russian).

Rybak O.O. *Matematicheskoe modelirovanie evolutsii lednikovyykh shchitov [Mathematical modeling for the evolution of ice sheets]*. Moscow, Fizmatlit, 2011, 220 p. (in Russian).

Rybak O.O., Rybak E.A. Weather monitoring for mass balance calculations of mountain glaciers (case study of the Djankuat glacier, Central Caucasus). *Sistemy kontrolya okruzhayushchei sredy [Systems of Environmental Control]*, 2017, No. 9 (29), p. 100–108 (in Russian).

Rybak O.O., Rybak E.A., Kutuzov S.S. et al. Calibration of a mathematical model of Marukh glacier, Western Caucasus. *Led i Sneg [Ice and Snow]*, 2015, vol. 55, No. 2, p. 9–20, DOI: <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2015-2-9-20>.

Ushnurtsev S.N. Mass balance variations in the Sary-Tor glacier in the Inner Tien Shan and its reconstructions for the years 1930–1988. *Materialy Glyaciologicheskikh Issledovaniy [Data of Glaciological Studies]*, 1991, No. 71, p. 70–80 (in Russian).

Aizen V.B., Aizen E.M., Kuzmichonok V.A. Glaciers and hydrological changes in the Tien Shan: simulation and prediction. *Environ. Res. Lett.*, 2007, vol. 2, p. 045019, DOI: 10.1088/1748-9326/2/4/045019.

ASTER Global Digital Elevation Map [Electronic resource]. – URL: <https://asterweb.jpl.nasa.gov/gdem.asp> (submission date: 10.02.2015).

Barandun M., Huss M., Usabaliev R. et al. Multi-decadal mass balance series of three Kyrgyz glaciers inferred from modelling constrained with repeated snow line observations. *The Cryo-*

- sphere, 2018, vol. 12, p. 1899–1919, DOI: <https://doi.org/10.5194/tc-12-1899-2018>.
- Bernauer T., Siegfried T. Climate change and international water conflict in Central Asia. *J. Piece Res.*, 2012, vol. 49, p. 227–239, DOI: 10.1177/0022343311425843.
- Bolch T. Climate change and glacier retreat in northern Tien Shan (Kazakhstan/Kyrgyzstan) using remote sensing data. *Global and Planet. Change*, 2007, vol. 56, p. 1–12.
- Braithwaite R.J., Olesen O.B. A simple energy-balance model to calculate ice ablation at the margin of the Greenland ice sheet. *J. Glaciol.*, 1990, vol. 36, p. 222–228.
- Dozier J., Frew J. Rapid calculation of terrain parameters for radiation modeling from digital elevation data. *IEEE Trans. on Geosci. and Remote Sensing*, 1990, vol. 28, No. 5, p. 963–969.
- Duyrgerov M.B. Reanalysis of glacier changes: from the IGY to the IPY, 1960–2008. *Data of Glaciol. Studies*, 2010, issue 108, p. 6–115.
- Fürst J.J., Rybak O., Goelzer H. et al. Improved convergence and stability properties in a three-dimensional higher-order ice sheet model. *Geosci. Model Development*, 2011, vol. 4, p. 1133–1149, DOI: 10.5194/gmd-4-1133-2011.
- Hagg W., Mayer C., Lambrecht A., Helm A. Sub-debris melt rates on southern Inylchek Glacier, central Tian Shan. *Geografiska Annal.*, 2008, vol. 90A, p. 55–63.
- Huss M., Hock R. A new model for global glacier change and sea-level rise. *Frontiers in Earth Science*, 2015 [Electronic resource]. – URL: <https://www.frontiersin.org/articles/10.3389/feart.2015.00054/full> 2015, vol. 3, Article 54, DOI: 10.3389/feart.2015.00054 (submittal date: 01.10.2018).
- Huss M., Hock R. Global-scale hydrological response to future glacier mass loss. *Nature Climate Change*, 2018, vol. 8, p. 135–140, DOI: 10.1038/s41558-017-0049-x.
- Ibatullin S., Yasinsky V., Mironenkov A. The impact of climate change on water resources in Central Asia. Sector report No. Almaty, Rep. Kazakhstan, Eurasian Development Bank, 2009, 43 p.
- Janssens I., Huybrechts P. The treatment of meltwater retention in mass-balance parameterizations of the Greenland ice sheet. *Ann. Glaciol.*, 2000, vol. 31, p. 133–140.
- Kenzhebaev R., Barandun M., Kronenberg M. et al. Mass balance observations and reconstructions for Batysh Sook Glacier, Tien Shan, from 2004 to 2016. *Cold Regions Sci. and Technol.*, 2017, vol. 135, p. 76–89, DOI: <https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2016.12.007>.
- Kronenberg M., Barandun M., Hoelze M. et al. Mass-balance reconstruction for Glacier No. 354, Tien Shan, from 2003 to 2014. *Ann. Glaciol.*, 2016, vol. 57, p. 92–102, DOI: 10.3189/2016AoG71A032.
- Kutuzov S., Shahgedanova M. Glacier retreat and climatic variability in the eastern Terskey-Alatau, inner Tien Shan between the middle of the 19th century and beginning of the 21st century. *Global and Planet. Change*, 2009, vol. 69, p. 59–70.
- Lutz A.F., Immerzeel W.W., Shrestha A.B., Bierkens M.F.P. Consistent increase in High Asia's runoff due to increasing glacier melt and precipitation. *Nature Climatic Change*, 2014, vol. 4, p. 587–592.
- Nemec J., Huybrechts P., Rybak O., Oerlemans J. Reconstruction of the surface mass balance of Morteratschgletscher since 1865. *Ann. Glaciol.*, 2009, vol. 50, p. 126–134.
- Oerlemans J. The mass balance of the Greenland ice sheet: sensitivity to climate change as revealed by energy-balance modeling. *The Holocene*, 1991, vol. 1, p. 40–49.
- Oerlemans J. *Glaciers and Climate change*. Rotterdam, A.A. Balkema Publ., 2001, 148 p.
- Oke T.R. *Boundary layer climates*. Second edition. Oxford, UK, Taylor & Francis, 1987, 435 p.
- Pattyn F. A new three-dimensional higher-order thermomechanical ice sheet model: Basic sensitivity, ice stream development, and ice flow across subglacial lakes. *J. Geophys. Res.*, 2003, vol. 108, p. 2382, DOI: 10.1029/2002JB002329.
- Petrakov D., Shpuntova A., Aleinikov A. et al. Accelerated glacier shrinkage in the Ak-Shyirak massif, Inner Tien Shan, during 2003–2013. *Science of the Total Environ.*, 2016, vol. 562, p. 364–378, DOI: <http://dx.doi.org/10.1016/j.scitotenv.2016.03.162>.
- Reijmer C.H., van den Broeke M.R., Fettweis X. et al. Refreezing on the Greenland ice sheet: a comparison of parameterizations. *The Cryosphere*, 2012, vol. 6, p. 743–762.
- Robinson A., Calov R., Ganopolski A. An efficient regional energy-moisture balance model for simulation of the Greenland Ice Sheet response to climate change. *The Cryosphere*, 2010, vol. 4, p. 129–144.
- Siegfried T., Bernauer T., Guinnet R. et al. Will climate change exacerbate water stress in Central Asia? *Climatic Change*, 2012, vol. 112, p. 881–899, DOI: 10.1007/s10584-011-0253-z.
- Sorg A., Bolch T., Stoffel M. et al. Climate change impacts on glaciers and runoff in Tien Shan (Central Asia). *Nature Climate Change*, 2012, vol. 2, p. 725–731, DOI: 10.1038/nclimate1592.
- Zekollari H., Fürst J.J., Huybrechts P. Modelling the evolution of Vadret da Morteratsch (Switzerland) since the Little Ice Age and into the future. *J. Glaciol.*, 2014, vol. 60, p. 1155–1168, DOI: 10.3189/2014JoG14J05363A434.
- Zekollari H., Huybrechts P., Fürst J.J. et al. Calibration of a higher-order 3D ice flow model of the Morteratsch glacier complex, Engadin, Switzerland. *Ann. Glaciol.*, 2013, vol. 54, p. 343–351, DOI: 10.3189/2013AoG63A434.
- Zekollari H., Huybrechts P., Noël B. et al. Sensitivity, stability and future evolution of the world's northernmost ice cap, Hans Tausen Iskappe (Greenland). *The Cryosphere*, 2017, vol. 11, p. 805–825, DOI: 10.5194/tc-11-805-2017.

*Поступила в редакцию 7 мая 2018 г.,
после доработки – 10 декабря 2018 г.,
принята к публикации 10 января 2019 г.*