

СНЕЖНЫЙ ПОКРОВ И ЛЕДНИКИ

УДК 551.324.63, 556.5.072, 556.124.4

DOI: 10.15372/KZ20210504

МОДЕЛИРОВАНИЕ БАЛАНСА МАССЫ ЛЕДНИКА САРЫ-ТОР
(МАССИВ АК-ШИЙРАК, ВНУТРЕННИЙ ТЯНЬ-ШАНЬ)Е.П. Рец¹, Д.А. Петраков², Е.В. Белозеров¹, А.М. Шпунтова²¹Институт водных проблем РАН, лаборатория гидрологии речных бассейнов,
119333, Москва, ул. Губкина, 3, Россия; retska@mail.ru, egora1000@mail.ru²Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический ф-т,
119991, Москва, Ленинские горы, 1, Россия; dpetrakov@gmail.com, schpuntik93@mail.ru

Невозможность охвата прямыми масс-балансовыми наблюдениями большого количества ледников диктует необходимость развития альтернативных способов оценки баланса, одним из которых является физико-математическое моделирование. Авторами проведено моделирование баланса массы долинного ледника Сары-Тор за 2003–2016 гг. Для этого физико-математическая модель A-Melt таяния снега и льда в высокогорной зоне, изначально разработанная для условий Северного Кавказа, была адаптирована к условиям континентальных ледников. В расчетную схему был добавлен блок процессов, происходящих в снежной толще и на границе снег–лед: передача тепла методом молекулярной теплопроводности, в том числе в активном слое ледника; фильтрация воды через снег и в толщу фирна; повторное замерзание воды в толще снега, на границе снег–лед и в фирновой толще. Проведена верификация результатов моделирования по данным натурных наблюдений на сети рек и по результатам применения геодезического метода для расчета баланса массы ледника. Проанализированы реалистичность принятых значений калибровочных параметров и достоверность воспроизведения моделью пространственного распределения аккумуляции на леднике. Сопоставление элементов динамики ледника Сары-Тор по результатам моделирования в 2003–2016 гг. с измерениями в 1985–1989 гг. позволило выявить их климатически обусловленные изменения.

Ключевые слова: моделирование баланса массы, ледники, Тянь-Шань, модель A-Melt.

MASS BALANCE MODELLING FOR THE SARY-TOR GLACIER
(THE AK-SHYIRAK MASSIF, INNER TIEN SHAN)E.P. Rets¹, D.A. Petrakov², E.V. Belozеров¹, A.M. Shpuntova²¹Water Problems Institute, RAS,
Gubkina str. 3, Moscow, 119333, Russia; retska@mail.ru
²Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography,
Leninskie Gory 1, Moscow, 119991, Russia

As the direct measurements for the mass balance estimation can be applied only for a limited number of glaciers, alternative methods of estimation need to be developed. One of the most promising approaches is physically-based modelling, that is now being applied globally. In this study the mass balance of the Sary-Tor valley glacier was reconstructed for the period of 2003–2016. Originally developed for the North Caucasus A-Melt model was modified to fit the conditions of continental glaciers. A block of snowpack processes was added to the model, including: head conductivity in the snowpack and in the active layer, water filtration in the snowpack and firn, congelation and regelation. The modelling results were verified using: 1) direct measurements on the ablation stakes net; 2) mass balance estimation according to geodetic method. The calibration parameters are compared to their measured values. Contrasting modeled mass-balance components for 2003–2016 and measured in 1985–1989 provided possibility to reveal climatically induced change of the Sary-Tor glacier dynamics.

Key words: mass balance modelling, glaciers, Tien Shan, A-Melt model.

ВВЕДЕНИЕ

Ледники – один из ключевых индикаторов климатических изменений и важный источник пресной воды, особенно в горах, окруженных засушливыми территориями [Kaser et al., 2010; Carey et al., 2017; McDowell et al., 2019]. В Средней Азии

население предгорий сильно зависит от воды, стекающей с горных земель [Lutz et al., 2013]. Ситуация еще более осложняется из-за разногласий между странами-донорами (Кыргызстан, Таджикистан) и странами-потребителями (Туркмения,

Узбекистан, в меньшей степени – Казахстан) пресной воды [Zhupankhan et al., 2017]. Если первые заинтересованы преимущественно в использовании воды для генерации электроэнергии в зимнее время, то вторые – в использовании воды для орошения в летнее время. По недавним оценкам, более 20 млн чел. в Казахстане, Туркмении и Узбекистане зависят от орошаемого земледелия [Siegfried et al., 2012].

В стоке основных рек Средней Азии ледники играют значительную роль. Согласно обобщению [Sorg et al., 2012] более двух десятков исследований, посвященных оценке вклада ледникового стока в сток рек Средней Азии, в среднем он вносит 15%-й вклад в сток рек Кыргызстана. Ледниковый сток определяется в работе как суммарный сток от таяния льда, фирна и снега на поверхности ледника и жидких осадков, выпадающих на поверхность ледника. При этом доля ледникового питания рек увеличивается в 1.5–3 раза в летний период, достигая 50 % для р. Амударья, 27 % для притока к оз. Иссык-Куль и до 80 % для р. Тарым. В работе [Armstrong et al., 2019] доля ледникового стока Амударьи оценивается около 40 % в августе и 25 % в июле. С позиции формирования речного стока повсеместно отмечаемое сокращение площади ледников Тянь-Шаня [Narama et al., 2010; Bolch et al., 2019] пока компенсируется ростом абляции [Aizen et al., 2007; Huss, Hock, 2018]. Ожидается, что продолжающееся сокращение площади оледенения приведет к понижению стока рек в летнее время [Sorg et al., 2012, 2014; Huss, Hock, 2018]. Детальные исследования ледников Средней Азии позволяют уменьшить погрешности сценариев изменения водных ресурсов в будущем [Unger-Shayesteh et al., 2013; Sorg et al., 2014] и будут способствовать обеспечению водной безопасности региона. Очевидно, для корректного прогнозирования эволюции ледников требуется детальная информация об отклике оледенения на современные и прошлые изменения климата [Kronenberg et al., 2016].

Такую информацию могут дать как прямые наблюдения за балансом массы, так и моделирование массообмена ледника. После развала Советского Союза все наблюдения за балансом массы на территории Тянь-Шаня, Алая и Памира в границах бывшего СССР были свернуты (за исключением Казахстана). Возобновились они только в последние годы (<https://wgms.ch>). Математическое моделирование компонентов баланса массы ледников применяется для решения широкого круга задач. Существуют модели, предназначенные для проведения расчетов в масштабе целых горных систем и для глобальных обобщений [Bliss et al., 2014; Huss, Hock, 2015, 2018; Shea, Immerzeel, 2016; Shannon et al., 2019], и ряд моделей с более

подробным описанием процессов, применимых для отдельных ледников и ледниковых районов [Klok, Oerlemans, 2002; Lehning et al., 2006; Ayala et al., 2017]. Математическое моделирование ранее применялось для моделирования баланса массы отдельных ледников Кыргызстана – Абрамова [Barandun et al., 2015], № 354 [Kronenberg et al., 2016] и Суек Западный [Kenzhebaev et al., 2017]. Математическая модель ледника Сары-Тор была построена в работе [Рыбак и др., 2019] для выполнения численных экспериментов с целью исследования возможной эволюции характеристик ледника при различных сценариях изменения климата.

Реконструкция баланса массы ледника Сары-Тор за различные периоды прежде проводилась на основе связи баланса массы с высотой границы питания [Ушнуцев, 1991; Михаленко, 1993], а также по эмпирическим зависимостям компонентов баланса массы от метеопредикторов [Поповнин и др., 2021].

Задачи данного исследования: 1) построение модели баланса массы ледника Сары-Тор, репрезентативного для массива Ак-Шийрак (Внутренний Тянь-Шань) на основе пространственно-распределенной физико-математической модели A-Melt [Рец и др., 2011]; 2) реконструкция баланса массы ледника за 2003/04–2015/16 балансовые годы; 3) верификация полученных результатов; 4) анализ изменений массообмена ледника по сравнению с периодом 1985–1989 гг. [Оледенение..., 1995].

РАЙОН ИССЛЕДОВАНИЙ

Долинный ледник Сары-Тор расположен в верховьях бассейна р. Нарын в пределах массива Ак-Шийрак, площадь ледника по состоянию на 2018 г. составляет 2.63 км² (рис. 1) [Шпунтова и др., 2019]. Для массива Ак-Шийрак характерен континентальный климат, что в основном проявляется в частой повторяемости воздушных масс континентального типа и малом количестве атмосферных осадков. В годовом ходе осадков хорошо выражен летний максимум: с мая по сентябрь выпадает в среднем 70–80 % годового количества осадков [Оледенение..., 1995]. Среднее годовое количество осадков по данным ближайшей метеостанции Кумтор (3659 м) составляет 317 мм [Petrakov et al., 2016]. На высотах около 4000 м более 90 % годовой величины осадков выпадает на ледниках в твердом виде [Волошина, 1988].

Ледник Сары-Тор признан опорным для оледенения массива Ак-Шийрак и был объектом масс-балансового мониторинга в 1985–1991 гг. В 2014 г. на леднике Сары-Тор Институтом водных проблем и гидроэнергетики НАН Кыргызстана были возобновлены измерения баланса массы.

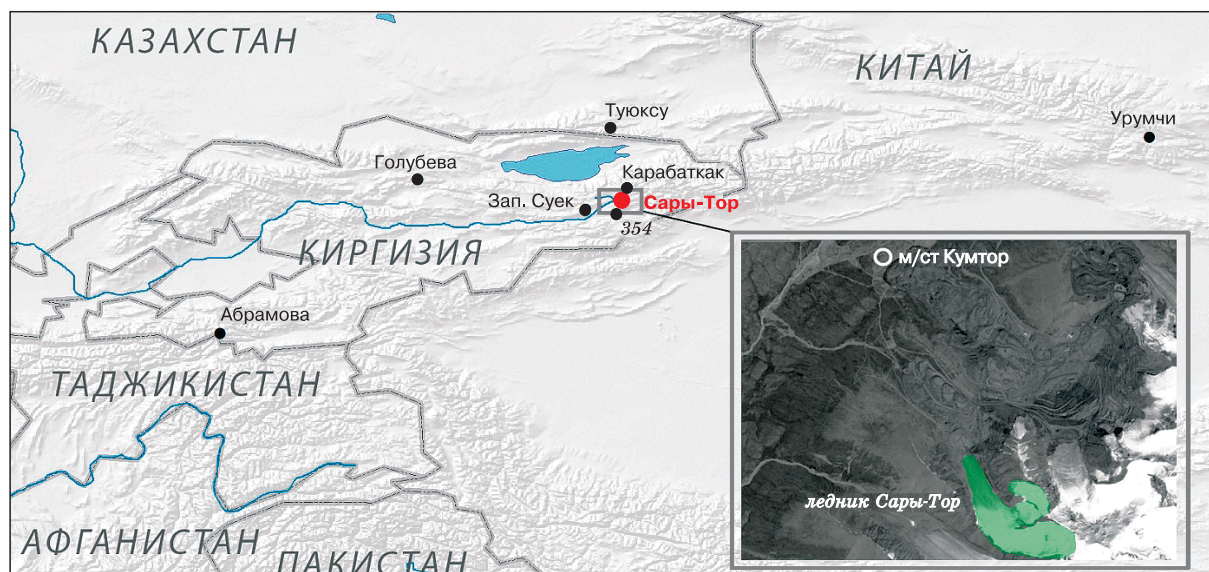


Рис. 1. Расположение ледника Сары-Тор и других рассмотренных ледников, метеостанции Кумтор.

МЕТОДЫ И ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

Краткое описание подходов к моделированию

Для моделирования баланса массы ледника Сары-Тор была использована физико-математическая модель A-Melt таяния снега и льда в высокогорных бассейнах с распределенными параметрами, разработанная Е.П. Рец с соавт. [2011]. В основе моделирования таяния снега лежит решение уравнения теплового баланса в каждой точке расчетной сетки:

$$-\omega = (S_b + S_{df})(1 - A) + E_{lrd} - E_{tru} \pm H \pm LE \pm Q_m \pm Q_{snp} \pm Q_{act}$$

где ω – тепловой баланс поверхности, Вт/м²; S_b , S_{df} – приходящая прямая и рассеянная коротковолновая радиация соответственно, Вт/м²; A – альbedo поверхности; E_{lrd} – встречное излучение атмосферы, Вт/м²; E_{tru} – длинноволновое излучение земной поверхности, Вт/м²; H – явный турбулентный теплообмен с атмосферой, Вт/м²; LE – скрытый турбулентный теплообмен с атмосферой, Вт/м²; Q_m – поток тепла через чехол моренных отложений, Вт/м²; Q_{snp} – изменение энергии за счет процессов в снежной толще и на границе снег-лед, Вт/м²; Q_{act} – изменение энергии за счет процессов в активном слое льда и фирна, Вт/м².

Все расчетные величины распределяются по узлам регулярной сетки с заданным шагом.

Для разделения приходящей коротковолновой радиации (S_g) на прямую (S_b) и рассеянную (S_{df}) используется зависимость вида [Bindi et al., 1992; Boland, Ridley, 2008]

$$S_{df}/S_b = f(k), k = S_g/S_o,$$

где k – коэффициент прозрачности атмосферы; S_o – коротковолновая радиация, приходящая на верхнюю границу атмосферы.

Пространственное распределение приходящей коротковолновой радиации в узлы сетки в каждый момент времени происходит исходя из:

- угла падения солнечных лучей, рассчитываемого из высоты стояния солнца над горизонтом и координат вектора нормали к поверхности i -й элементарной площадки с центром в узле сетки;
- угла закрытия горизонта окружающим рельефом поверхности i -й элементарной площадки с центром в узле сетки в j -м секторе горизонта, соответствующем текущему азимуту солнца за каждый шаг времени.

Рассеянная солнечная радиация, приходящая на поверхность i -й элементарной площадки с центром в узле сетки (S_{df_i}), складывается из рассеянной коротковолновой радиации, приходящей с видимой части небосвода и переотраженной от окружающей местности:

$$S_{df_i} = S_{df_0} (1 - \bar{a}_i) + \bar{a}_i A_i'' S_{g_i}'',$$

где S_{df_0} – поток рассеянной радиации при полностью открытом небосводе, Вт/м²; $\bar{a}_i$ – средняя доля закрытия небосвода окружающим рельефом на i -й элементарной площадке; A_i'' – альbedo окружающей местности i -й элементарной площадки; S_{g_i}'' – приходящая суммарная коротковолновая радиация на поверхность i -й элементарной площадки, Вт/м².

Альbedo поверхности i -й элементарной площадки определяется в соответствии с типом ее поверхности. Альbedo талого снега, льда, фирна и

морены задаются как константы на основе полевых измерений и литературных источников. При выпадении снега на поверхность площадки альбедо повышается до альбедо свежего снега, в дальнейшем экспоненциально снижается до значения альбедо талого снега в зависимости от времени, прошедшего с последнего снегопада [Rohrer, Braun, 1994].

Длинноволновое излучение поверхности (E_{lra}) рассчитывается по уравнению Стефана–Больцмана. Встречное излучение атмосферы (E_{lra}) рассчитывается по формуле Ангстрема. Турбулентный теплообмен с атмосферой (скрытые и явные потоки тепла) рассчитывается по эмпирической формуле П.П. Кузьмина [1961].

Ранее модель была апробирована для ледников Джанкуат и Башкара (Северный Кавказ) [Рец и др., 2011, 2014; Rets, Kireeva, 2010; Belozero et al., 2020], ледника Грен-фьорд (Шпицберген) [Elagina et al., 2021]. Сравнение результатов моделирования с результатами непосредственных наблюдений на сети абляционных реек показало хорошую воспроизводимость моделью данных натурных наблюдений.

В климатических условиях Средней Азии модель, изначально разработанная для условий Северного Кавказа [Рец и др., 2011], потребовала доработки. В модель были добавлены блоки фильтрации воды через снежную толщу и фирн, расчета повторного замерзания воды в толще снега и на границе снег–лед и в фирновой толще, а также передачи тепла в активном слое ледника. Снежная толща в расчетной схеме представлена как система слоев, между которыми происходят теплопередача и гравитационная фильтрация воды. Также был добавлен расчет водоотдачи с единицы площади ледника.

В доработанной версии модели снежная толща разделена на слои. Слои снега обладают фиксированной толщиной h (задается в мм параметром StepTprof), за исключением верхнего слоя, толщина которого переменна: увеличивается при выпадении свежего снега и уменьшается при таянии. Если толщина верхнего слоя, увеличиваясь, достигает значения StepTprof, к снежной толще добавляется еще один слой. Если толщина верхнего слоя становится равной нулю, в снежной толще становится на один слой меньше.

В данной версии модели A-Melt для описания пространственного распределения жидких осадков используется высотный градиент осадков (dP , %/100 м), являющийся калибруемым параметром. При выпадении жидких осадков в каждой точке расчетной сетки, при температуре воздуха менее -2°C считается, что осадки выпадают в твердом виде.

Каждый слой обладает набором характеристик, средних для данного слоя: T – температура, $^\circ\text{C}$; c – теплоемкость, Дж/(кг $\cdot^\circ\text{C}$); H_w – содер-

жание гравитационной воды, мм; Θ_{vir} – содержание капиллярной воды, мм; ρ_{sn} – плотность снега, г/см 3 ; λ_{sn} – коэффициент молекулярной теплопроводности снега, Вт/(м $\cdot\text{K}$).

Начальные значения плотности снега, содержания гравитационной и капиллярной воды задаются одинаковыми для всех слоев снега, исходя из имеющихся результатов наблюдений, архивных данных для смежных районов и теоретических представлений [Коновалов, 1985; Singh, Singh, 2001; Seo et al., 2008].

Теплоемкость снега рассчитывается из теплоемкости льда, воздуха и воды в соответствии с плотностью снега и содержанием жидкой гравитационной и капиллярной воды. Коэффициент теплопроводности слоя снега рассчитывается на каждом временном шаге по зависимости от плотности снега [Sturm et al., 1997].

Начальное распределение температур в толще снега задается как равномерное, равное средней температуре воздуха за январь–февраль.

Изменение температуры слоев снега в расширенной версии модели A-Melt происходит в процессе молекулярного переноса тепла между слоями снега и выделения тепла при повторном замерзании инфильтрующейся талой воды в данный слой.

1. Молекулярная теплопроводность рассчитывается послойно как

$$Q_{ij} = \lambda_{snij} (T_i - T_j) / dh,$$

где Q_{ij} – поток тепла за счет молекулярной теплопроводности между слоями снега i и j , Вт/м 2 ; λ_{snij} – коэффициент теплопроводности снега средних для слоев i и j , Вт/(м $\cdot\text{K}$), заданный по зависимости от плотности снега [Sturm et al., 1997]; T_i – температура i -го слоя снега, $^\circ\text{C}$; T_j – температура j -го слоя снега, $^\circ\text{C}$; dh – расстояние между слоями снега, м.

2. Выделение тепла внутри слоя при повторном замерзании инфильтрующейся талой воды в данный слой (Q_{Lm} , Вт/м 2) рассчитывается как

$$Q_{Lm} = Lm,$$

где L – удельная теплота плавления льда ($3.335 \cdot 10^5$ Дж/кг); m – масса повторно замерзающей воды, кг.

Инфильтрация рассчитывается из адаптированного варианта закона Дарси [DeWalle, Rango, 2008; Snow..., 2008]. Скорость инфильтрации u_w задается как функция от ρ_{sn} , среднего диаметра зерен d , доли заполнения гравитационной водой пор снега S_w , водоудерживающей способности θ_{vi} :

$$u_w = f(\rho_{sn}, d, S_w, \theta_{vi}).$$

Водоудерживающая способность снега (в долях от единицы) рассчитывается по зависимости от пористости снега p [Coleou, Lesaffre, 1998]:

$$\theta_{vi} = 0.057p / (1 - p) + 0.017.$$

Пористость снега рассчитывается приближенно из его плотности как $(1 - \rho_{sn})$.

Плотность слоя снега увеличивается в ходе расчета в процессе повторного замерзания инфильтрационной воды. При этом плотность снега рассчитывается на каждом шаге как

$$\rho_{sn}^t = \left(\rho_{sn}^{t-1} h + 0.917 (H_w^t + \Theta_{vir}^t) \right) / (h + H_w^t + \Theta_{vir}^t).$$

Значение плотности нового выпавшего слоя снега задается параметром RoFreshSnow.

Если толщина верхнего слоя менее 0.7 StepTprof, при послойном расчете теплопроводности он объединяется с нижележащим слоем снега или же поверхностным слоем льда, если это единственный слой снега.

Активный слой ледника также разделен на слои, число слоев задается параметром модели nLIce. Нагрев/охлаждение активного слоя льда происходит посредством молекулярной теплопроводности, при этом дополнительным источником тепловой энергии служит повторное замерзание воды на поверхности ненагретого до температуры плавления льда. Начальное распределение температур активного слоя льда – линейное: от поверхностного слоя, начальная температура которого равна средней температуре января–февраля, до подошвы активного слоя с постоянной температурой, задающейся параметром Tact.

Водоотдача воды из фирновой толщи происходит после удовлетворения так называемого cold content (содержания холода) фирна, CC [Takeuchi et al., 2014].

Коэффициент фильтрации для описания процесса фильтрации воды через фирн был принят согласно опубликованным данным экспериментальных измерений различных научных групп [Oerter, Moser, 1982].

Смоделированные значения аккумуляции включают общую аккумуляцию, а также повторное замерзание талой воды в толще снега, на поверхности льда и в фирновой толще. Лавинное питание в данной версии не учитывается, так как для исследуемого объекта практически отсутствует в связи с особенностями рельефа. Метелевое перераспределение твердых осадков учитывается косвенно, с учетом положения фирновой линии – для участков выше фирновой линии данного года к высотному увеличению осадков применяется дополнительный коэффициент. Для ледника Сары-Тор на участках выше фирновой линии значение выпадающих атмосферных осадков дополнительно увеличивалось на 30 %.

Адаптация модели A-Melt для ледника Сары-Тор

Для построения модели ледника Сары-Тор входными данными послужили:

1) цифровая модель рельефа, составленная из высокодетальной модели, полученной для поверх-

ности ледника Сары-Тор из стереопары GeoEye (29/07/2012), и цифровой модели SRTM для окружающих форм рельефа;

2) метеорологические данные с разрешением 1 ч за 2003–2016 гг. с автоматической метеостанции Campbell, расположенной менее чем в 5 км от ледника на высоте 3659 м, были предоставлены Компанией Кумтор Голд. Использованы следующие параметры: приходящая коротковолновая радиация (S_g , Вт/м²); температура воздуха на разных высотах ($T(H)$, °C); скорость ветра (U , м/с); относительная влажность воздуха (e , %); слой осадков (P , мм);

3) фирновая линия и границы ледника для каждого года определялись по снимкам Landsat;

4) для калибровки параметров модели использовались данные полевых наблюдений за таянием на сети рек в 2015 г.;

5) для валидации результатов моделирования использовались данные полевых наблюдений за таянием на сети рек в 2014 г.

В адаптированном для ледника Сары-Тор варианте не учитывался поток тепла через чехол моренных отложений, так как моренный чехол на леднике практически отсутствует.

Значения альбедо льда, фирна, талого снега и свежеснежного снега были приняты 0.25, 0.4, 0.55 и 0.8 соответственно, согласно осредненным результатам исследований Д.А. Петракова и др. [2019] в данном регионе.

Так как для этого объекта не были доступны данные об измерениях температуры воздуха и осадков на разных высотах в течение расчетного периода, а также данные снегомерных съемок, высотные градиенты осадков и температуры воздуха, по сути, явились калибровочными параметрами.

Наилучшее соответствие модельных данных натурным в среднем по всем высотным зонам было получено при значениях градиента температуры -7 °C на 1000 м, температурном скачке равном 0 °C, градиенте осадков 20 % на 100 м. Выбор данных параметров анализируется в разделе Обсуждение. При этом отклонение смоделированных от измеренных значений в различных частях ледника может быть связано с пространственными различиями в режиме температуры и распределения снега, которые не могут быть описаны постоянным градиентом (рис. 2).

Валидация результатов моделирования была осуществлена при помощи двух независимых методов:

1. Сопоставление результатов моделирования таяния с данными наблюдений по рейкам в 2014 г. показало хорошее соответствие модельных данных натурным (рис. 3). Коэффициент корреляции составил 0.99. Показатель качества прогноза Nash-Sutcliffe efficiency (NSE) для 2014 г. составил 0.95 [Garrick et al., 1978]. Отмечено небольшое систематическое отклонение: модель зависила зна-

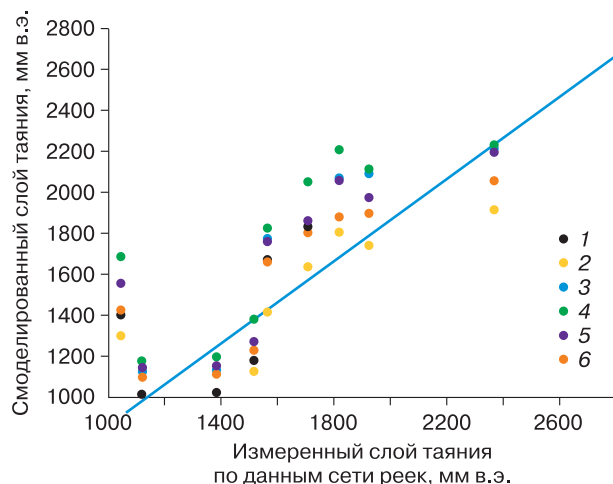


Рис. 2. Калибровка модели ледника Сары-Тор по данным речных наблюдений на леднике в 2015 г.

Линия – график $y = x$. Результаты модельных экспериментов с различными значениями калибровочных параметров температуры воздуха (dP – градиент осадков; dT – градиент температуры; t_{sh} – температурный скачок); 1 – $dP = 20 \text{ \%}/100 \text{ м}$, $dT = -7 \text{ }^\circ\text{C}/1000 \text{ м}$, $t_{sh} = 0 \text{ }^\circ\text{C}$; 2 – $dP = 20 \text{ \%}/100 \text{ м}$, $dT = -6 \text{ }^\circ\text{C}/1000 \text{ м}$, $t_{sh} = 1 \text{ }^\circ\text{C}$; 3 – $dP = 20 \text{ \%}/100 \text{ м}$, $dT = -5.5 \text{ }^\circ\text{C}/1000 \text{ м}$, $t_{sh} = 0.5 \text{ }^\circ\text{C}$; 4 – $dP = 20 \text{ \%}/100 \text{ м}$, $dT = -5 \text{ }^\circ\text{C}/1000 \text{ м}$, $t_{sh} = 0.5 \text{ }^\circ\text{C}$; 5 – $dP = 20 \text{ \%}/100 \text{ м}$, $dT = -5 \text{ }^\circ\text{C}/1000 \text{ м}$, $t_{sh} = 0.75 \text{ }^\circ\text{C}$; 6 – $dP = 20 \text{ \%}/100 \text{ м}$, $dT = -5 \text{ }^\circ\text{C}/1000 \text{ м}$, $t_{sh} = 1 \text{ }^\circ\text{C}$.

чения таяния в пределах 0.05–0.1 м в.э. (метров водного эквивалента) в средних и нижних зонах ледника.

2. Сравнение изменения средней высоты поверхности ледника Сары-Тор за период 29.08.2003–25.09.2013 по стереопарам космических снимков высокого разрешения QuickBird и GeoEye [Petrakov et al., 2016] с суммарным смоделированным значением баланса массы ледника за этот период. Среднее уменьшение высоты поверхности по геодезическому методу составило 3.8 м, по данным моделирования – 4.3 м. Отклонение результатов моделирования составило 13 % за 10 масс-балансовых лет (или 0.05 м в год), следовательно, можно говорить о том, что результаты моделирования при помощи модели A-Melt достоверно отображают динамику баланса массы ледника.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Результаты моделирования представляют собой расчет слоя таяния снега, фирна и льда и слоя водоотдачи в каждой точке регулярной сетки (30 × 30 м) в каждый шаг времени (в данной работе – 1 ч). Примеры пространственного распределения суммарных рассчитанных за масс-балансовый год значений абляции, аккумуляции и баланса массы ледника Сары-Тор приведены на рис. 4.

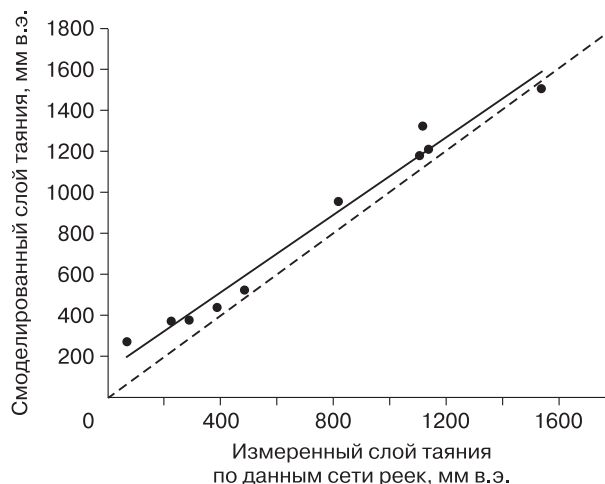


Рис. 3. Верификация модели по данным натуральных наблюдений по рейкам на леднике Сары-Тор в 2014 г.

Штриховая линия – график $y = x$, сплошная – линейная аппроксимирующая функция.

Годовые значения аккумуляции на леднике Сары-Тор, по данным моделирования, изменяются год от года в пределах 0.48–0.89 м в.э., значения абляции – от 0.53 до 1.42 м в.э. (см. таблицу, рис. 5). Баланс массы ледника отрицателен для большинства лет в течение исследуемого периода (в среднем $-0.46 \text{ м в.э. в год}$). Единственным положительным, с точки зрения баланса массы, годом явился 2009 – за счет низкой абляции и повышенной аккумуляции.

ОБСУЖДЕНИЕ

Несмотря на то что модель A-Melt ориентирована на физико-математическое описание процессов таяния снега и льда, отсутствие полной информации о моделируемом объекте вынуждает вводить калибровочные параметры – в данном случае это градиент температуры и осадков. Давно известна и широко обсуждаема проблема наличия калибровочных параметров в моделях гидрологических процессов [Виноградов, Виноградова, 2010; Christophersen et al., 1990; Beven, Freer, 2001; Kirchner, 2006; Semenova, Beven, 2015]. При калибровке модельер стремится добиться прежде всего соответствия основного искомого параметра данным наблюдений (в случае гидрологического моделирования – сток воды в замыкающем створе, в случае гляциологического моделирования – итоговый баланс массы). При этом один и тот же удовлетворительный результат может быть получен различными независимыми наборами значений параметров, т. е. расчеты с разными исходными значениями при гидрологическом моделировании эквивалентны. Более того, значения калибровоч-

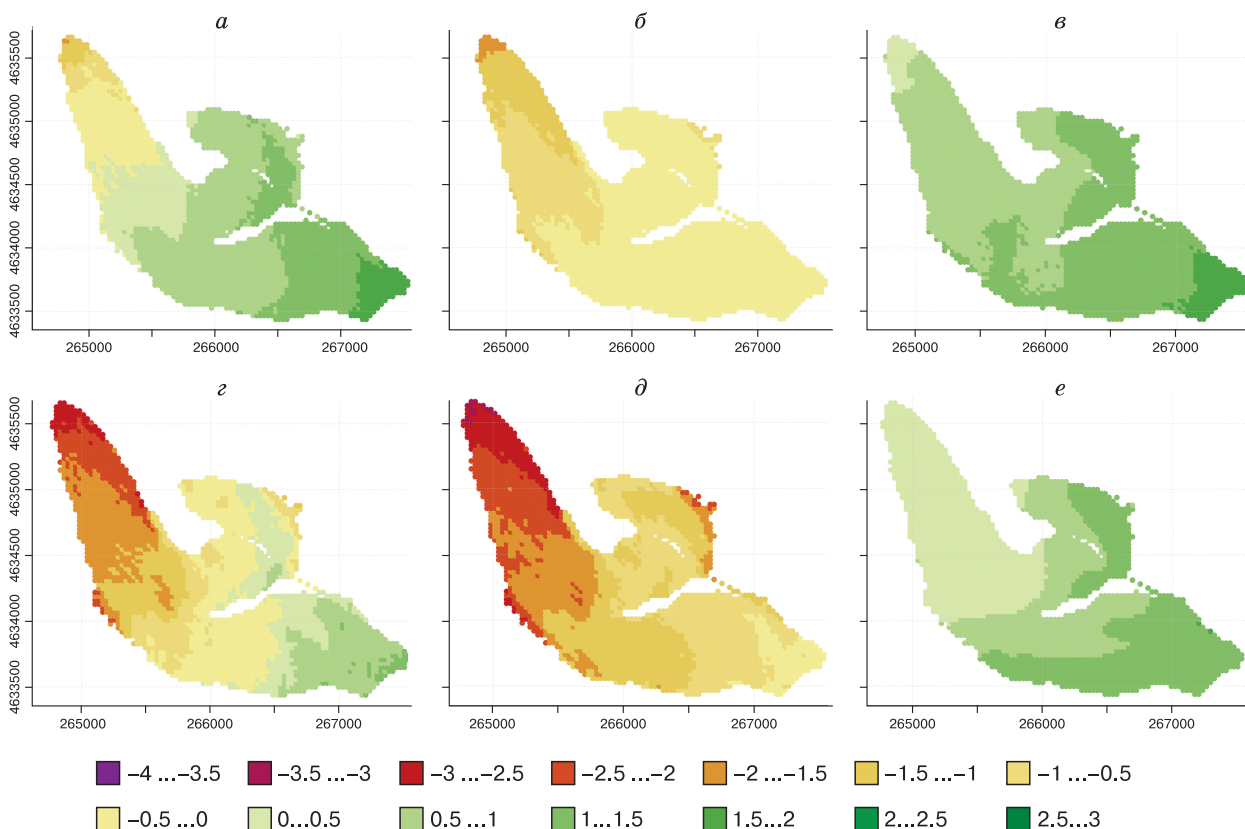


Рис. 4. Карты-схемы полей баланса массы Bal (а, г), понижение поверхности за счет абляции Abl (б, д), аккумуляции Acc (в, е) ледника Сары-Тор за гляциологические годы 2008/09 (а, б, в) и 2014/15 (г, д, е) по данным моделирования.

Цветом показано изменение высоты поверхности, м в.э.

Годовые значения баланса массы (Bal), абляции (Abl), аккумуляции (Acc) ледника Сары-Тор по данным моделирования

Масс-балансовый год	Bal	Abl	Acc
	м в.э.		
2003/04	-0.44	1.03	0.59
2004/05	-0.52	0.99	0.48
2005/06	-0.71	1.24	0.54
2006/07	-0.47	1.09	0.62
2007/08	-0.63	1.10	0.46
2008/09	0.37	0.53	0.89
2009/10	-0.62	1.34	0.72
2010/11	-0.37	1.05	0.68
2011/12	-0.56	1.24	0.68
2012/13	-0.36	0.98	0.62
2013/14	-0.50	0.96	0.46
2014/15	-0.76	1.42	0.67
2015/16	-0.48	1.09	0.61
Среднее	-0.463	1.08	0.618

ных параметров могут выйти за свои физические пределы для данного объекта и потерять физический смысл. Соответственно, в процессе калибровки модели могут быть существенно искажены механизмы моделируемого процесса.

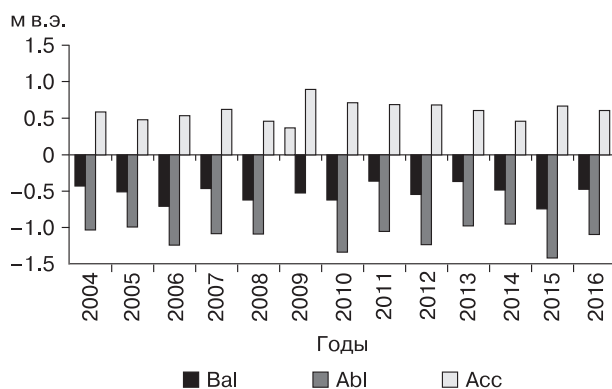


Рис. 5. Аккумуляция (Acc), изменение высоты поверхности ледника за счет абляции (Abl) и баланс массы (Bal) ледника Сары-Тор за период 2003/04–2015/16 гг. по данным моделирования.

В соответствии с этим авторы статьи считают уместным проанализировать подобранные значения калибровочных параметров (см. раздел Методы и исходные данные), а также результаты моделирования отдельных компонентов динамики ледника Сары-Тор, для которых можно найти данные наблюдений для сопоставления.

Высотный температурный градиент был принят равным -7°C на 1000 м, высотный градиент осадков 20 % на 100 м. Представление вертикального распределения температуры воздуха и осадков в виде линейной функции с постоянным углом наклона является существенным упрощением. В реальности, вертикальное распределение данных параметров в горах не описывается линейной функцией, оно сильно подвержено локальным факторам и его структура существенно меняется как в течение сезона, так и внутри одних суток [Barry, 2008].

В работе А.П. Волошиной [1988] приведены результаты одновременного наблюдения за температурой воздуха на м/ст Тянь-Шань (она была расположена в той же троговой долине, что и современная м/ст Кумтор, гипсографически ниже на 9 м) и в средней части зоны абляции на леднике Давыдова, занимающем соседнюю долину с ледником Сары-Тор, в июле–августе 1984 г. Летом, в дневное время в ясную погоду температура воздуха на метеостанции может превышать температуру воздуха в средней части зоны абляции на леднике на $4\text{--}6^{\circ}\text{C}$, при этом ночью обычно наблюдаются температурные инверсии. В среднем зарегистрированная разница температуры воздуха в двух пунктах составила $1.6\text{--}2.6^{\circ}\text{C}$, что соответствует градиенту температуры в $5.5\text{--}8.9^{\circ}\text{C}$ на 1000 м, в среднем -7.2°C на 1000 м. Это значение оказалось крайне близко к значению калибровочного параметра градиента температуры, давшему наилучшее соответствие смоделированных значений таяния наблюдаемым для ледника Сары-Тор.

В работе [Волошина, 1988] также приводятся данные одновременных наблюдений за суммами осадков в тех же пунктах. Величина градиента осадков, согласно результатам наблюдений, зависит от количества выпавших осадков на высоте метеостанции: с увеличением суммы осадков градиент экспоненциально уменьшался, устанавливаясь на уровне 25–30 % на 100 м при сумме осадков, равной 3 мм и выше.

Таким образом, принятый в модели градиент осадков (20 % на 100 м) может быть несколько занижен, однако находится близко к характерным для данного региона значениям.

Высотное распределение выпадения твердых осадков на леднике определяется сочетанием высотного распределения жидких осадков и температуры воздуха.

По данным [Дюргеров и др., 1992], высотный градиент твердых осадков в ходе летних снегопадов в 1987–1989 гг. был переменным по высоте. Он обычно увеличивался с высотой от 0–20 % на 100 м в нижних зонах ледника до 40–100 % на 100 м на высоте 4200–4400 м, затем снижался до 10–40 % выше 4400 м. Среднее значение высотного градиента твердых осадков, по данным наблюдений, составило 46 % на 100 м. Смоделированное высотное годовое распределение аккумуляции характеризуется большей выровненностью за счет постоянных градиентов температуры и осадков: градиенты аккумуляции повышаются с 20–40 до 40–100 % на 100 м, затухание нарастания градиента происходит на высоте 4400 м, среднее значение смоделированного градиента аккумуляции равно 52 % на 100 м. Можно констатировать, что модель упрощает реальное поле распределения снега ввиду упрощенного рассмотрения вертикального распределения температуры и осадков.

Ход баланса массы ледника Сары-Тор в период с 2004 по 2016 г. по данным моделирования повторяет тенденции, отмечаемые на ледниках Тянь-Шаня по данным прямых наблюдений и реконструкций различных авторов (рис. 6, 7). На большинстве ледников также наблюдался положительный баланс массы в 2009 г. Смоделированные годовые значения баланса массы ледника Сары-Тор укладываются в диапазон значений баланса массы ледников Тянь-Шаня, измеренных и смоделированных в других работах (см. рис. 6). Наиболее близки полученные годовые значения к измеренным и смоделированным для наиболее близко расположенных ледников № 354 и Западный Сук.

В 2015 г. результаты моделирования баланса массы ледника Сары-Тор показали хорошее соответствие значениям баланса массы, полученным гляциологическим методом (-0.76 и -0.82 м в.э. соответственно). В 2016 г. расхождение смоделированных значений баланса массы и полученных гляциологическим методом составило 0.31 м в.э. (-0.48 и -0.79 м в.э. соответственно). Различия могут быть связаны прежде всего с различной методологией экстраполяции значений баланса массы ледника в области, где отсутствуют данные наблюдений, а также погрешностью как гляциологического метода, оцениваемого около 0.2 м в.э. для этого региона [Kronenberg et al., 2016; Kenzhebaev et al., 2017], так и физико-математического моделирования баланса массы. Для настоящей модели средняя погрешность расчета годового баланса составляет примерно 0.1 м в.э (см. раздел Результаты). Также необходимо заметить, что для 2015 г. смоделированные и полученные гляциологическим методом значения баланса массы ледника Сары-Тор (-0.76 и -0.82 м в.э. соответственно) на-

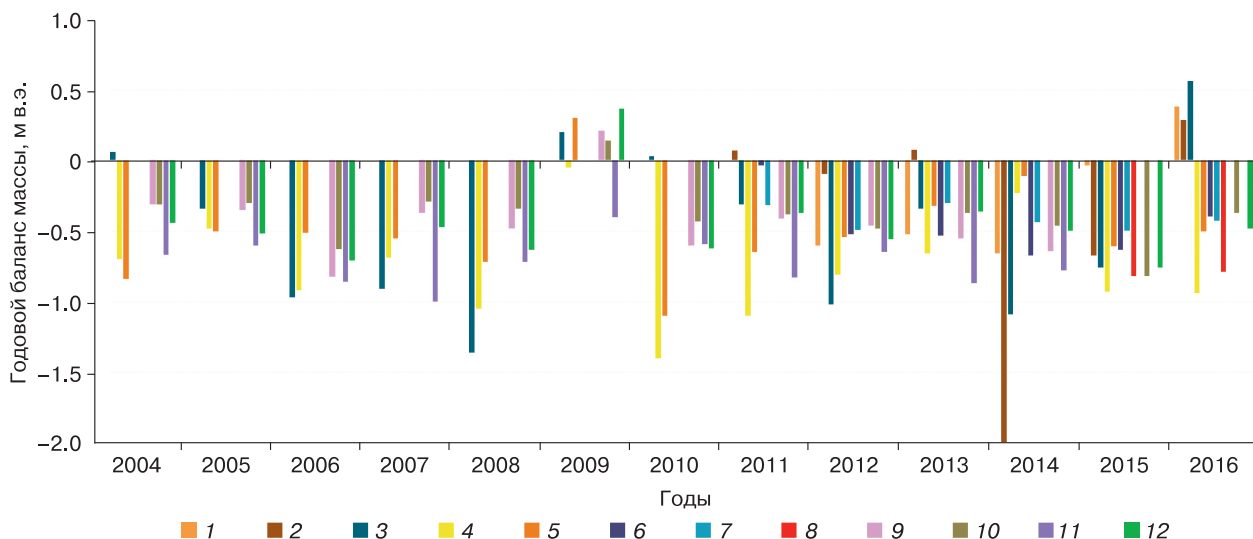


Рис. 6. Годовые значения баланса масса на ледниках Тянь-Шаня в период с 2003/04 по 2015/16 балансовые годы.

По гляциологическому методу (<https://wgms.ch/>): 1 – Абрамова; 2 – Голубина; 3 – Туюксу; 4 – № 1 Урумчи, восточная ветвь; 5 – № 1 Урумчи, западная ветвь; 6 – № 354; 7 – Западный Суек; 8 – Сары-Тор. Реконструкция баланса массы: 9 – № 354 [Kronenberg et al., 2016]; 10 – Западный Суек [Kenzhebaev et al., 2017]; 11 – Сары-Тор [Поповнин и др., 2021]; 12 – Сары-Тор (настоящая работа).

ходятся в пределах разброса значений баланса массы, наблюдаемого для большинства ледников региона в 2015 г. – от -0.499 до -0.93 м.в.э. (исключение – ледник Абрамова с балансом массы, близким к нулю в данном году) (<https://wgms.ch/>). В 2016 г. потеря массы ледников региона была менее значительной, чем в 2015 г. – от -0.37 до -0.5 м.в.э. (исключение – Урумчи, восточная ветвь). Для многих ледников баланс массы был даже положительным (от 0.287 до 0.561 м.в.э.) (<https://wgms.ch/>). Таким образом, смоделированное значение баланса массы ледника Сары-Тор для 2016 г. (-0.48 м.в.э.) ближе к региональному распределению, чем полученное гляциологическим методом (-0.79 м.в.э.).

В целом, согласно полученным результатам, масса ледника Сары-Тор убывает медленнее, чем Урумчи и Туюксу, и быстрее, чем ледника Западный Суек. Кумулятивная кривая по данным реконструкции баланса массы ледника № 354 [Kronenberg et al., 2016] наиболее близка к полученной для ледника Сары-Тор.

Реконструкция баланса массы ледника Сары-Тор, выполненная по эмпирическим зависимостям компонентов баланса массы от метеопредикторов [Поповнин и др., 2021], в отдельные годы показывает хорошую сходимость с результатами физико-математического моделирования (2005, 2006, 2008, 2010, 2012). В остальные годы значения баланса массы, реконструированные по эмпирическим зависимостям от метеопредикторов, более отрица-

тельные по сравнению с результатами физико-математического моделирования (см. рис. 6). Вследствие этого кумулятивная кривая баланса массы ледника Сары-Тор, полученная методом реконструкции по эмпирическим зависимостям от метеопредикторов [Там же] лежит значительно ниже кумулятивной кривой баланса массы, полученной

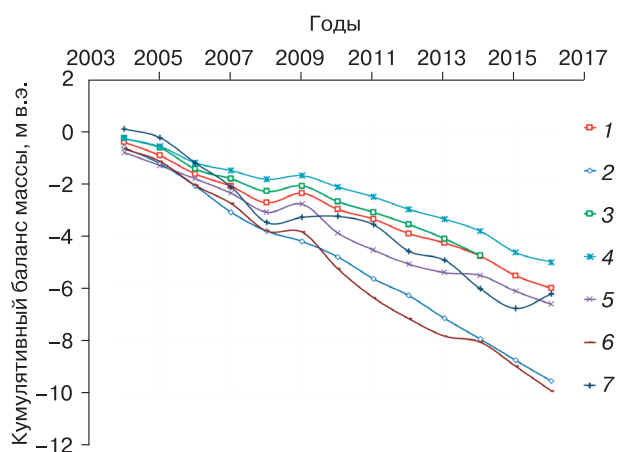


Рис. 7. Сопоставление кумулятивных кривых баланса масса для ледников Тянь-Шаня.

По данным моделирования: 1 – Сары-Тор (настоящая работа); 2 – Сары-Тор (реконструкция по эмпирическим зависимостям от метеопредикторов [Поповнин и др., 2021]); 3 – № 354 [Kronenberg et al., 2016]; 4 – Западный Суек [Kenzhebaev et al., 2017]. По гляциологическому методу (<https://wgms.ch/>): 5 – № 1 Урумчи, западная ветвь; 6 – № 1 Урумчи, восточная ветвь; 7 – Туюксу.

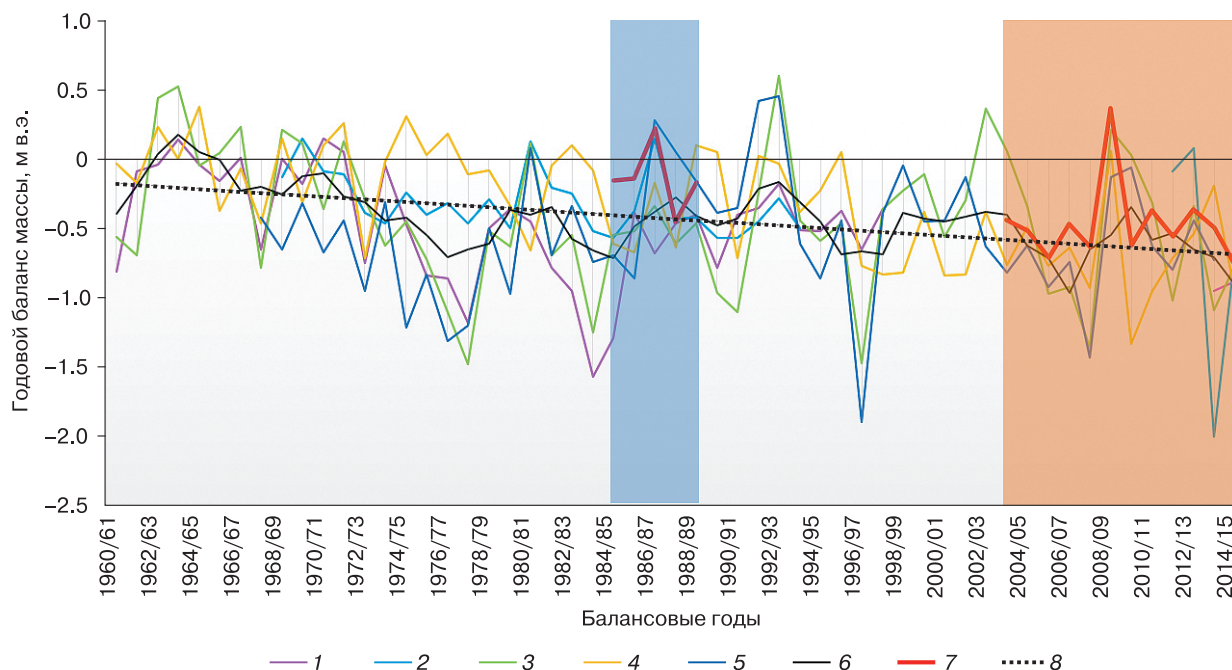


Рис. 8. Многолетние колебания баланса массы на ледниках Тянь-Шаня.

1 – Карабаткак; 2 – Голубева; 3 – Туюксу; 4 – Урумчи; 5 – Абрамова; 6 – скользящее среднее с трехлетним окном; 7 – Сары-Тор (1984/85–1988/89 – по данным наблюдений [Оледенение..., 1995], 2003/04–2015/16 – по данным моделирования); 8 – линейная аппроксимация скользящего среднего с трехлетним окном. Графики 1–5 построены по данным интернет-ресурса <https://wgms.ch/>.

в рамках данного исследования, наиболее близко к кривой ледника Туюксу (см. рис. 7).

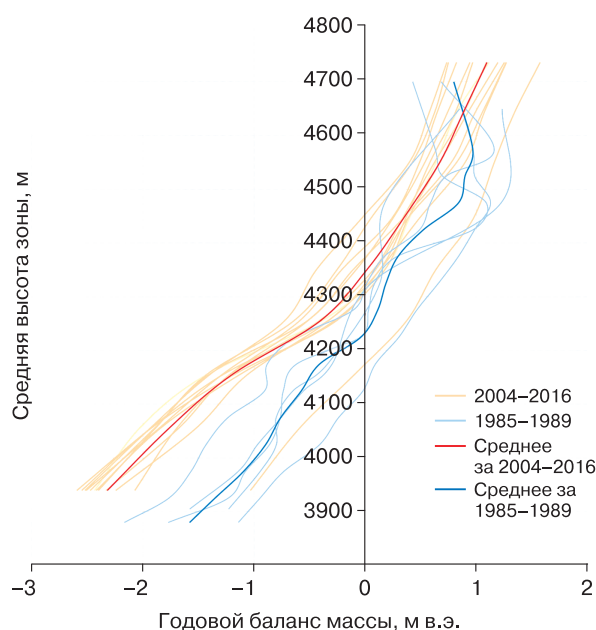


Рис. 9. Высотное распределение годового баланса массы за модельный период (2004–2016) и период натурных наблюдений (1985–1989).

Сопоставляя результаты моделирования с данными наблюдений на леднике Сары-Тор в 1984/85–1988/89 гг. [Дюргеров и др., 1992; Оледенение..., 1995], можно говорить об интенсификации потери массы ледника. Среднее значение баланса массы в современный период (2003/04–2015/16) составило -0.46 и -0.14 м.в.э. в период 1984/85–1988/89. По данным реконструкции С.Н. Ушнурцева [1991], основанной на построении связи баланса массы с высотой границы питания, в период с 1930 по 1984 г. значения баланса массы ледника Сары-Тор колебались в пределах от -0.6 до 0.2 м.в.э. Подобная тенденция интенсификации потери массы наблюдается на всех ледниках Тянь-Шаня с продолжительными рядами наблюдений (рис. 8).

Наблюдаемая интенсификация потери баланса массы ледником Сары-Тор произошла прежде всего за счет усиления таяния в нижних высотных зонах. В области питания распределение годового баланса, осредненное по высотным зонам в 1984/85–1988/89 и в 2003/04–2015/16 гг., в целом близко: диапазон колебаний значений совпадает для обоих периодов, среднее за более поздний период сдвинуто в область более отрицательных значений на $0-0.25$ м.в.э. (рис. 9). На высоте ниже 4300 м осредненные кривые начинают “расходиться”

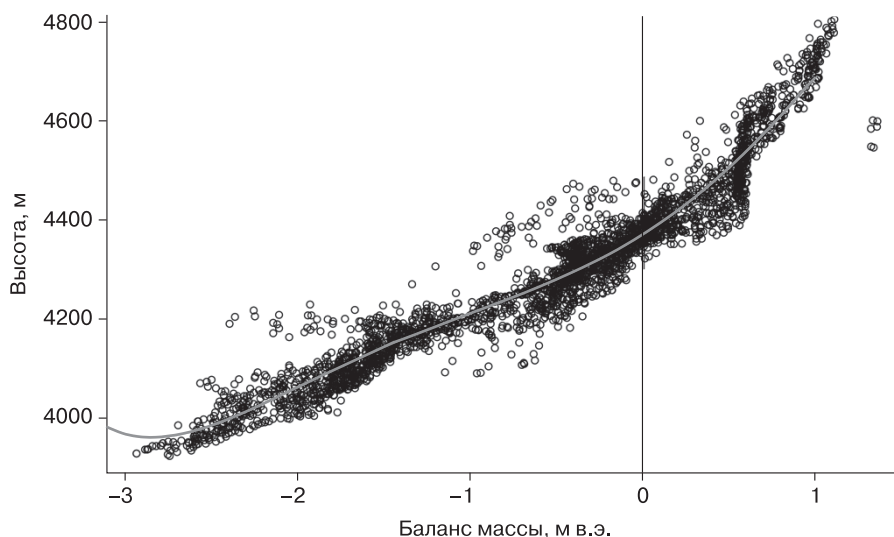


Рис. 10. Распределение годового баланса массы в зависимости от высоты по данным всех расчетных точек модели в 2014/15 г.

ся”, так что на высотах 3900–4000 м в современный период стаивание было больше в среднем на 1.0–1.2 м в.э. Средняя высота границы питания сместилась на 125 м вверх: с 4225 м в 1984/85–1988/89 гг. до 4350 м в 2003/04–2015/16 гг. В течение периода 2003/04–2015/16 высота границы питания составляла от 4254 до 4446 м.

Более сглаженный характер высотного распределения баланса массы в модельный период по сравнению с периодом натурных наблюдений связан с упрощенным представлением высотного распределения осадков и температуры. Пространственные различия в структуре смоделированных значений баланса ледника обусловлены распреде-

лением солнечной радиации и рельефом поверхности (рис. 10).

Интенсификация абляции ледников массива Ак-Шийрак происходит на фоне роста годовых и летних температур воздуха (рис. 11, а). Если температура воздуха теплого (май–сентябрь) сезона в 1984/85–1988/89 гг. на м/ст Тянь-Шань была +1.8 °С, то в 2003/04–2015/16 гг. она составила +3.0 °С. Рост температуры не был компенсирован значительным увеличением осадков: в 1984/85–1988/89 гг. их средняя годовая сумма 288 мм, а в 2003/04–2015/16 гг. составила 373 мм. Рост осадков отмечался в период абляции, значимого увеличения осадков периода аккумуляции не было.

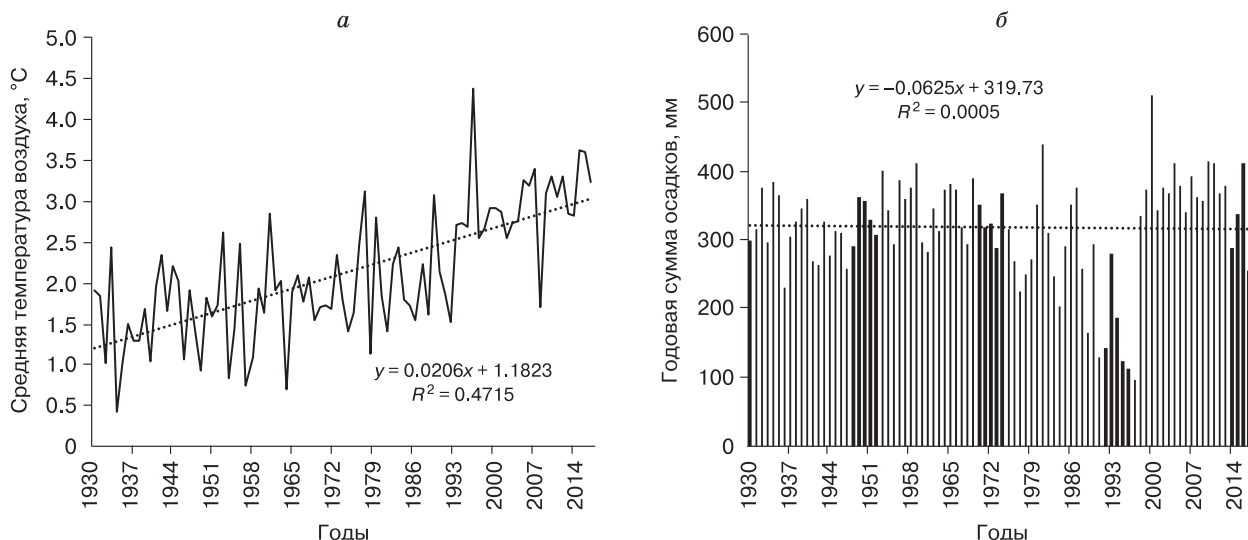


Рис. 11. Средняя температура воздуха теплого периода (май–сентябрь) (а) и ход сумм годовых осадков (б) по данным метеостанций Тянь-Шань и Кумтор-Тянь-Шань в 1930–2018 гг.

Вероятно, рост температуры привел с существенному уменьшению доли твердых осадков в нижней части ледника в летний период. Кроме того, рост осадков мог быть вызван переносом метеостанции; на неоднородность ряда осадков после переноса указывалось и ранее [Kutuzov, Shahgedanova, 2009; Petrakov et al., 2016].

ВЫВОДЫ

В настоящей работе физико-математическая модель А-Melt таяния снега и льда в высокогорных зонах была адаптирована для моделирования баланса массы ледников в условия среднеазиатского климата. Апробация усовершенствованной версии модели на леднике Сары-Тор для периода 2003/04–2015/16 гг. показала хорошую воспроизводимость моделью измерений абляции на сети рек, а также среднего понижения поверхности, рассчитанного при помощи геодезического метода. Калибровочные коэффициенты (высотный градиент температуры и осадков) оказались близки к наблюдаемым значениям в июле–августе 1984 г.

Годовые значения аккумуляции на леднике Сары-Тор в 2003/04–2015/16 гг. по данным моделирования изменяются год от года в пределах 0.48–0.89 м в.э., значения абляции – от –1.42 до –0.53 м в.э. (см. таблицу, рис. 4). Баланс массы ледника отрицателен для большинства лет в течение исследуемого периода (в среднем –0.46 м в.э. в год). Данное значение существенно ниже наблюдавшегося в 1984–1989 гг. (в среднем –0.14 м в.э. в год). Средняя высота границы питания переместилась с 4225 на 4350 м в современный период по сравнению с 1984/85–1988/89 гг. Подобная интенсификация потери баланса массы характерна для всех ледников Тянь-Шаня, на которых производятся масс-балансовые наблюдения.

Динамика баланса массы ледника Сары-Тор в период с 2004 по 2016 г. по данным моделирования повторяет тенденции, отмечаемые на ледниках Тянь-Шаня по данным прямых наблюдений и реконструкций различных авторов. Наиболее близки полученные годовые значения к измеренным и смоделированным для территориально близко расположенных ледников № 354 и Западный Суек. В целом, согласно полученным результатам, Сары-Тор тает медленнее, чем Урумчи и Туяксу, и быстрее, чем ледник Западный Суек.

Благодарности. Работа выполнена при поддержке гранта Президента Российской Федерации МК-2936.2019.5 в части моделирования баланса массы ледника Сары-Тор. Анализ проблемы эквивалентности и соответствия значений калибруемых параметров модели данным наблюдений выполнен при поддержке РФФИ (проект № 20-35-70024). Подбор и обработка данных дистанционного зон-

дирования, анализ баланса массы ледников Тянь-Шаня выполнены в рамках темы госзадания АААА-А16-116032810095-6. Анализ многолетних изменений характеристик баланса массы ледника Сары-Тор выполнен в рамках государственного задания АААА-А18-118022090056-0.

Авторы выражают благодарность Кумтор Голд Компани за предоставление метеорологических данных.

Литература

- Виноградов Ю.Б., Виноградова Т.А.** Математическое моделирование в гидрологии. М., Издат. дом “Академия”, 2010, 204 с.
- Волошина А.П.** Климатические и метеорологические особенности района оледенения массива Ак-Шийрак // Материалы гляциол. исслед., 1988, вып. 62, с. 184–193.
- Дюргеров М.Б.** Баланс массы, сток и метеорологические условия ледника Сары-Тор в хребте Ак-Шийрак (Внутренний Тянь-Шань) 1985–1989 гг. / М.Б. Дюргеров, М.Г. Кунахович, В.Н. Михаленко и др. М., ИГРАН, 1992, 69 с.
- Коновалов В.Г.** Таяние и сток с ледников в бассейнах рек Средней Азии. Л., Гидрометеиздат, 1985, 239 с.
- Кузьмин П.П.** Процесс таяния снежного покрова. Л., Гидрометеиздат, 1961, 364 с.
- Михаленко В.Н.** Расчет и реконструкция баланса массы ледниковой системы Акшийрак на Тянь-Шане // Материалы гляциол. исслед., 1993, вып. 76, с. 102–107.
- Оледенение Тянь-Шаня** / Под ред. М.Б. Дюргерова. М., ВИНТИ, 1995, 237 с.
- Петраков Д.А., Тутубалина О.В., Шпунтова А.М. и др.** Оценка альбедо ледников массива Ак-Шийрак (Тянь-Шань) по наземным данным и снимкам со спутников Landsat // Криосфера Земли, 2019, т. XXIII, № 3, с. 13–24.
- Поповнин В.В., Губанов А.С., Сатылканов Р.А., Эрменбаев Б.О.** Реконструкция баланса массы ледника Сары-Тор по метеорологическим данным // Лед и снег, 2021, т. 61, № 1, с. 58–74.
- Рец Е.П., Киреева М.Б., Лошакова Н.А.** Использование теплбалансовой модели для исследования особенностей формирования стока ледниковой реки (на примере бассейна руч. Джанкуат) // Евразийский союз ученых (ЕСУ), 2014, № IV, с. 97–103.
- Рец Е.П., Фролова Н.Л., Поповнин В.В.** Моделирование таяния поверхности горного ледника // Лед и снег, 2011, № 4 (116), с. 24–31.
- Рыбак О.О., Рыбак Е.А., Яицкая Н.А. и др.** Модельные исследования эволюции горных ледников на примере ледника Сары-Тор (Внутренний Тянь-Шань) // Криосфера Земли, 2019, т. XXIII, № 3, с. 33–51.
- 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.
- Шпунтова А.М., Усубалиев Р.А., Петраков Д.А.** Современные изменения площади оледенения массива Ак-Шийрак (Внутренний Тянь-Шань) // Дистанционные и наземные исследования Земли в Центральной Азии: Материалы Междунар. конф. Бишкек, МоЮР Бишкек, 2019, с. 252–258.
- Aizen V.B., Kuzmichenok V.A., Surazakov A.B., Aizen E.M.** Glacier changes in the Tien Shan as determined from topographic and remotely sensed data // Global and Planetary Change, 2007, vol. 56, No. 3–4, p. 328–340.

- Armstrong R.L., Rittger K., Brodzik M.J. et al.** Runoff from glacier ice and seasonal snow in High Asia: separating melt water sources in river flow // *Regional Environ. Change*, 2019, vol. 19, No. 5, p. 1249–1261.
- Ayala A., Pellicciotti F., Peleg N., Burlando P.** Melt and surface sublimation across a glacier in a dry environment: Distributed energy-balance modelling of Juncal Norte Glacier, Chile // *J. Glaciol.*, 2017, vol. 63, No. 241, p. 803–822.
- Barandun M., Huss M., Sold L. et al.** Re-analysis of seasonal mass balance at Abramov glacier 1968–2014 // *J. Glaciol.*, 2015, vol. 61, No. 230, p. 1103–1117.
- Barry R.G.** Mountain weather and climate. N.Y., Cambridge Univ. Press, 2008, 532 p.
- Belozero E., Rets E., Petrakov D., Popovnin V.** Modelling glaciers' melting in Central Caucasus (the Djankuat and Bashkara Glacier case study) // *E3S Web of Conferences*, 2020, vol. 163, p. 01002. EDP Sciences.
- Beven K., Freer J.** Equifinality, data assimilation, and uncertainty estimation in mechanistic modelling of complex environmental systems using the GLUE methodology // *J. Hydrol.*, 2001, vol. 249, No. 1–4, p. 11–29.
- Bindi M., Miglietta F., Zipoli G.** Different methods for separating diffuse and direct components of solar radiation and their application in crops growth models // *Clim. Res.*, 1992, vol. 2, p. 47–54.
- Bliss A., Hock R., Radić V.** Global response of glacier runoff to twenty-first century climate change // *J. Geophys. Res. Earth Surf.*, 2014, vol. 119, No. 4, p. 717–730.
- Boland J., Ridley B.** Models of diffuse solar fraction // *Modeling Solar Radiation at the Earth's Surface* / V. Badescu (Ed.). Berlin, Heidelberg, Springer, 2008, p. 193–219.
- Bolch T., Shea J.M., Liu S. et al.** Status and change of the cryosphere // *The Extended Hindu Kush Himalaya Region* / P. Wester, A. Mishra, A. Mukherji, A. Shrestha (Eds.). N.Y., Springer, Cham., 2019, p. 209–255.
- Carey M., Molden O.C., Rasmussen M.B. et al.** Impacts of glacier recession and declining meltwater on mountain // *Societies*, Ann. Amer. Assoc. Geogr., 2017, vol. 107, No. 2, p. 350–359.
- Christophersen N., Neal C., Hooper R.P. et al.** Modelling streamwater chemistry as a mixture of soilwater end-members – a step towards second-generation acidification models // *J. Hydrol.*, 1990, vol. 116, No. 1–4, p. 307–320.
- Coleou C., Lesaffre B.** Irreducible water saturation in snow: experimental results in a cold laboratory // *Ann. Glaciol.*, 1998, No. 26, p. 64–68.
- DeWalle D.R., Rango A.** Principles of snow hydrology. N.Y., Cambridge Univ. Press, 2008, 428 p.
- Elagina N., Kutuzov S., Rets E. et al.** Mass balance of Austre Grønfiordbreen, Svalbard, 2006–2020, estimated by glaciological, geodetic and modeling approaches // *Geosciences*, 2021, vol. 11, No. 2, p. 78.
- Garrick M., Cunnane C., Nash J.E.** A criterion of efficiency for rainfall-runoff models // *J. Hydrol.*, 1978, No. 36, p. 375–381.
- Huss M., Hock R.** A new model for global glacier change and sea-level rise // *Front. Earth Sci.*, 2015, No. 3, p. 54.
- Huss M., Hock R.** Global-scale hydrological response to future glacier mass loss // *Nat. Clim. Chang.*, 2018, vol. 8, No. 2, p. 135–140.
- Kaser G., Großhauser M., Marzeion B.** Contribution potential of glaciers to water availability in different climate regimes // *Proc. Natl. Acad. Sci.*, 2010, vol. 107, No. 47, p. 20223–20227.
- Kenzhebaev R., Barandun M., Kronenberg M. et al.** Mass balance observations and reconstruction for Batysh Sook Glacier, Tien Shan, from 2004 to 2016 // *Cold Reg. Sci. Technol.*, 2017, No. 135, p. 76–89.
- Kirchner J.W.** Getting the right answers for the right reasons: Linking measurements, analyses, and models to advance the science of hydrology // *Water Resources Res.*, 2006, vol. 42, No. 3, W03S04.
- Klok E.L., Oerlemans J.** Model study of the spatial distribution of the energy and mass balance of Morteratschgletscher, Switzerland // *J. Glaciol.*, 2002, vol. 48, No. 163, p. 505–518.
- Kronenberg M., Barandun M., Hoelzle M. et al.** Mass-balance reconstruction for Glacier No. 354, Tien Shan, from 2003 to 2014 // *Ann. Glaciol.*, 2016, vol. 57, No. 71, p. 92–102.
- 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 // *Glob. and Planet. Change*, 2009, vol. 69, p. 59–70.
- Lehning M., Völksch I., Gustafsson D. et al.** ALPINE3D: a detailed model of mountain surface processes and its application to snow hydrology // *Hydrol. Process.*, 2006, vol. 20, No. 10, p. 2111–2128.
- Lutz A.F., Immerzeel W.W., Gobiet A. et al.** Comparison of climate change signals in CMIP3 and CMIP5 multi-model ensembles and implications for Central Asian glaciers // *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 2013, No. 17, p. 3661–3677.
- McDowell G., Huggel C., Frey H. et al.** Adaptation action and research in glaciated mountain systems: Are they enough to meet the challenge of climate change? // *Glob. Environ. Change*, 2019, No. 54, p. 19–30.
- Narama C., Kääb A., Duishonakunov M., Abdрахmatov K.** Spatial variability of recent glacier area changes in the Tien Shan Mountains, Central Asia, using Corona (~1970), Landsat (~2000), and ALOS (~2007) satellite data // *Glob. and Planet. Change*, 2010, vol. 71, No. 1–2, p. 42–54.
- Oerter H., Moser H.** Water storage and drainage within the firn of a temperate glacier (Vernagtferner, Oetzal Alps, Austria) // *Hydrological Aspects of Alpine and High Mountain Areas*: Proc. of the Exeter Symposium (July 1982, Exeter, UK), IAHS Publ., 1982, No. 138, p. 71–83.
- Petrakov D., Shpuntova A., Aleinikov A. et al.** Accelerated glacier shrinkage in the Ak-Shyirak massif, Inner Tien Shan, during 2003–2013 // *Sci. Total Environ.*, 2016, No. 562, p. 364–378.
- Rets E., Kireeva M.** Hazardous hydrological processes in mountainous areas under the impact of recent climate change: case study of Terek River basin // *Global Change: Facing Risks and Threats to Water Resources*: Proc. of the Sixth World FRIEND Conf. Fez, Morocco, IAHS Publ., 2010, No. 340, p. 126–134.
- Rohrer M.B., Braun L.N.** Long-term records of snow cover water equivalent in the Swiss Alps, 2. Simulation // *Nordic Hydrol.*, 1994, vol. 25, No. 1–2, p. 65–78.
- Semenova O., Beven K.** Barriers to progress in distributed hydrological modelling // *Hydrol. Process.*, 2015, vol. 29, No. 8, p. 2074–2078.
- Seo D., Azar A.E., Khanbilvardi R., Powell A.** Analysis of snowpack properties and estimation of snow grain size using CLPX Data // *Geosci. and Remote Sensing Sympos.*, 2008, vol. 4, p. IV-1034–IV-1037.
- Shannon S., Smith R., Wiltshire A. et al.** Global glacier volume projections under high-end climate change scenarios // *Cryosphere*, 2019, No. 13, p. 325–350.
- Shea J.M., Immerzeel W.W.** An assessment of basin-scale glaciological and hydrological sensitivities in the Hindu Kush-Himalaya // *Ann. Glaciol.*, 2016, vol. 57, No. 71, p. 308–318.

Siegfried T., Bernauer T., Guennet R. et al. Will climate change exacerbate water stress in Central Asia? // *Clim. Chang.*, 2012, vol. 112, p. 881–899.

Singh P., Singh V.P. *Snow and Glacier Hydrology*. Boston, Kluwer Academic Publ., 2001, 742 p.

Snow and Climate Physical Processes, Surface Energy Exchange and Modeling / R.L. Armstrong, E. Brun (Eds.). Antarctic Science. Cambridge, Cambridge Univ. Press, 2008, vol. 20, No. 6, p. 610–611.

Sorg A., Bolch T., Stoffel M. et al. Climate change impacts on glaciers and runoff in Tien Shan (Central Asia) // *Nat. Clim. Chang.*, 2012, vol. 2, No. 10, p. 725–731.

Sorg A., Huss M., Rohrer M., Stoffel M. The days of plenty might soon be over in glacierized Central Asian catchments // *Environ. Res. Lett.*, 2014, vol. 9, No. 10, p. 104018.

Sturm M., Holmgren J., Konig M., Morris K. Thermal conductivity of seasonal snow // *J. Glaciol.*, 1997, vol. 43, No. 143, p. 26–41.

Takeuchi N., Fujita K., Aizen V.B. et al. The disappearance of glaciers in the Tien Shan Mountains in Central Asia at the end of Pleistocene // *Quatern. Sci. Rev.*, 2014, vol. 103, p. 26–33.

Unger-Shayesteh K., Vorogushyn S., Farinotti D. et al. What do we know about past changes in the water cycle of Central Asian headwaters? A review // *Glob. and Planet. Change*, 2013, vol. 110, No. A, p. 4–25.

Zhupankhan A., Tussupova K., Berndtsson R. Could changing power relationships lead to better water sharing in Central Asia? // *Water*, 2017, vol. 9, No. 139, 17 p.

URL: <https://wgms.ch/> (дата обращения: 10.11.2019).

References

Vinogradov Yu.B., Vinogradova T.A. *Matematicheskoye modelirovaniye v gidrologii* [Mathematical Modelling in Hydrology]. Moscow, Izd. dom "Akademiya", 2010, 204 p. (in Russian).

Voloshina A.P. Climatological and meteorological peculiarities of Ak-Shiyarak glacier massif region. *Materialy Gliatsiologicheskikh Issledovaniy* [Data of Glaciological Studies], 1998, vol. 62, p. 184–193.

Dyurgerov M.B., Kunakhovich M.G., Mikhaylenko V.N. et al. Balans massy, stok i meteorologicheskiye usloviya lednika Sary-Tor v khibte Ak-Shiyarak (Vnutrennij Tian-Shan) 1985–1989 gg. [Mass Balance, Runoff and Meteorological Conditions of the Sary-Tor Glacier in the Ak-Shiyarak Massif (the Inner Tien Shan) in 1985–1989]. Moscow, IGRAN, 1992, 69 p. (in Russian).

Kononov V.G. Tayeniye i stok s lednikov v basseynakh rek Sredney Azii [Melting and Runoff in the Central Asia River Watersheds]. Leningrad, Gidrometeoizdat, 1985, 239 p. (in Russian).

Kuzmin P.P. *Process tayaniya snezhnogo pokrova* [The Snow Melting Process]. Leningrad, Gidrometeoizdat, 1961, 364 p. (in Russian).

Mikhaylenko V.N. Computations and reconstruction of the mass balance of the Akshiyarak glacier system, Tien-Shan. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy* [Data of Glaciological Studies], 1993, vol. 76, p. 102–107 (in Russian).

Oledeneniye Tian-Shania [Tien Shan Glaciers]. M.B. Dyurgerov (Ed.). Moscow, VINITI, 1995, 237 p. (in Russian).

Petrakov D.A., Tutubalina O.V., Shpuntova A.M. et al. Assessment of glacier albedo in the Ak-Shiyarak massif (Inner Tien Shan) from ground-based and Landsat data. *Earth's Cryosphere*, 2019, vol. XXIII, No. 3, p. 11–19.

Popovnin V.V., Gubanov A.S., Satylkanov R.A., Ermenbaev B.O. Mass balance of the Sary-Tor Glacier reproduced

from meteorological data. *Led i Sneg* [Ice and Snow], 2021, vol. 61, No. 1, p. 58–74 (in Russian).

Rets E.P., Kireeva M.B., Loshakova N.A. Using energy-balance model to study peculiarities of glacier river runoff forming (Dzhankuat river case study). *Yevraziyskiy Soyuz Uchenykh* (YeSU), 2014, No. IV, p. 97–103.

Rets E.P., Frolova N.L., Popovnin V.V. Modelling of mountain glacier melting. *Led i Sneg* [Ice and Snow], 2011, No. 4 (116), p. 24–31 (in Russian).

Rybak O.O., Rybak E.A., Yaitskaya N.A., Popovnin V.V., Lavrientyev I.I., Satylkanov R., Zhakeev B. Modeling the evolution of mountain glaciers: a case study of Sary-Tor glacier, Inner Tien Shan. *Earth's Cryosphere*, 2019, vol. XXIII, No. 3, p. 27–42.

Ushnurtsev S.N. Mass balance fluctuations of the Sary-Tor glacier, in Internal Tien Shan, and its reconstructions for 1930–1988. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy* [Data of Glaciological Studies], 1991, vol. 71, p. 70–80 (in Russian).

Shpuntova A.M., Usubaliev R.A., Petrakov D.A. Modern change of glacier covered area in the Ak-Shiyarak massif, Inner Tien Shan. In: *Remote and terrestrial researches of the land in Central Asia: Materials of International Jubilee Scientific Conference*. MoYuR, Bishkek, 2019, p. 252–258 (in Russian).

Aizen V.B., Kuzmichenok V.A., Surazakov A.B., Aizen E.M. Glacier changes in the Tien Shan as determined from topographic and remotely sensed data. *Glob. and Planet. Change*, 2007, vol. 56, No. 3–4, p. 328–340.

Armstrong R.L., Rittger K., Brodzik M.J. et al. Runoff from glacier ice and seasonal snow in High Asia: separating melt water sources in river flow. *Regional Environ. Change*, 2019, vol. 19, No. 5, p. 1249–1261.

Ayala A., Pellicciotti F., Peleg N., Burlando P. Melt and surface sublimation across a glacier in a dry environment: Distributed energy-balance modelling of Juncal Norte Glacier, Chile. *J. Glaciol.*, 2017, vol. 63, No. 241, p. 803–822.

Barundun M., Huss M., Sold L. et al. Re-analysis of seasonal mass balance at Abramov glacier 1968–2014. *J. Glaciol.*, 2015, vol. 61, No. 230, p. 1103–1117.

Barry R.G. *Mountain weather and climate*. New York, Cambridge University Press, 2008, 532 p.

Belozero E., Rets E., Petrakov D., Popovnin V. Modelling glaciers' melting in Central Caucasus (the Djankuat and Bashkara Glacier case study). *E3S Web of Conferences*, 2020, vol. 163, p. 01002. EDP Sciences.

Beven K., Freer J. Equifinality, data assimilation, and uncertainty estimation in mechanistic modelling of complex environmental systems using the GLUE methodology. *J. Hydrol.*, 2001, vol. 249, No. 1–4, p. 11–29.

Bindi M., Miglietta F., Zipoli G. Different methods for separating diffuse and direct components of solar radiation and their application in crops growth models. *Clim. Res.*, 1992, vol. 2, p. 47–54.

Bliss A., Hock R., Radić V. Global response of glacier runoff to twenty-first century climate change. *J. Geophys. Res. Earth Surf.*, 2014, vol. 119, No. 4, p. 717–730.

Boland J., Ridley B. Models of diffuse solar fraction. In: *Modeling Solar Radiation at the Earth's Surface*. V. Badescu (Ed.). Berlin, Heidelberg, Springer, 2008, p. 193–219.

Bolch T., Shea J.M., Liu S. et al. Status and Change of the Cryosphere. In: *The Extended Hindu Kush Himalaya Region*. P. Wester, A. Mishra, A. Mukherji, A. Shrestha (Eds.). N.Y., Springer, Cham., 2019, p. 209–255.

Carey M., Molden O.C., Rasmussen M.B. et al. Impacts of Glacier Recession and Declining Meltwater on Mountain Societies. *Ann. Amer. Assoc. Geogr.*, 2017, vol. 107, No. 2, p. 350–359.

Christophersen N., Neal C., Hooper R.P. et al. Modelling streamwater chemistry as a mixture of soilwater end-members –

- a step towards second-generation acidification models. *J. Hydrol.*, 1990, vol. 116, No. 1–4, p. 307–320.
- Coleou C., Lesaffre B. Irreducible water saturation in snow: experimental results in a cold laboratory. *Ann. Glaciol.*, 1998, No. 26, p. 64–68.
- DeWalle D.R., Rango A. Principles of snow hydrology. New York, Cambridge Univ. Press, 2008, 428 p.
- Elagina N., Kutuzov S., Rets E. et al. Mass balance of Austre Grønfjordbreen, Svalbard, 2006–2020, estimated by glaciological, geodetic and modeling approaches. *Geosciences*, 2021, vol. 11, No. 2, p. 78.
- Garrick M., Cunnane C., Nash J.E. A criterion of efficiency for rainfall-runoff models. *J. Hydrol.*, 1978, No. 36, p. 375–381.
- Huss M., Hock R. A new model for global glacier change and sea-level rise. *Front. Earth Sci.*, 2015, No. 3, p. 54.
- Huss M., Hock R. Global-scale hydrological response to future glacier mass loss. *Nat. Clim. Chang.*, 2018, vol. 8, No. 2, p. 135–140.
- Kaser G., Großhauser M., Marzeion B. Contribution potential of glaciers to water availability in different climate regimes. *Proc. Natl. Acad. Sci.*, 2010, vol. 107, No. 47, p. 20223–20227.
- Kenzhebaev R., Barandun M., Kronenberg M. et al. Mass balance observations and reconstruction for Batysh Sook Glacier, Tien Shan, from 2004 to 2016. *Cold Reg. Sci. Technol.*, 2017, No. 135, p. 76–89.
- Kirchner J.W. Getting the right answers for the right reasons: Linking measurements, analyses, and models to advance the science of hydrology. *Water Resources Research*, 2006, vol. 42, No. 3, W03S04.
- Klok E.L., Oerlemans J. Model study of the spatial distribution of the energy and mass balance of Morteratschgletscher, Switzerland. *J. Glaciol.*, 2002, vol. 48, No. 163, p. 505–518.
- Kronenberg M., Barandun M., Hoelzle M. et al. Mass-balance reconstruction for Glacier No. 354, Tien Shan, from 2003 to 2014. *Ann. Glaciol.*, 2016, vol. 57, No. 71, p. 92–102.
- 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. *Glob. and Planet. Change*, 2009, vol. 69, p. 59–70.
- Lehning M., Völksch I., Gustafsson D. et al. ALPINE3D: a detailed model of mountain surface processes and its application to snow hydrology. *Hydrol. Process.*, 2006, vol. 20, No. 10, p. 2111–2128.
- Lutz A.F., Immerzeel W.W., Gobiet A. et al. Comparison of climate change signals in CMIP3 and CMIP5 multi-model ensembles and implications for Central Asian glaciers. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 2013, No. 17, p. 3661–3677.
- McDowell G., Huggel C., Frey H. et al. Adaptation action and research in glaciated mountain systems: Are they enough to meet the challenge of climate change? *Glob. Environ. Chang.*, 2019, No. 54, p. 19–30.
- Narama C., Kääb A., Duishonakunov M., Abdrakhmatov K. Spatial variability of recent glacier area changes in the Tien Shan Mountains, Central Asia, using Corona (~1970), Landsat (~2000), and ALOS (~2007) satellite data. *Glob. and Planet. Change*, 2010, vol. 71, No. 1–2, p. 42–54.
- Oerter H., Moser H. Water storage and drainage within the firm of a temperate glacier (Vernagtferner, Oetztal Alps, Austria). *Hydrological Aspects of Alpine and High Mountain Areas: Proc. of the Exeter Symposium* (July 1982, Exeter, UK). *IAHS Publ.*, 1982, No. 138, p. 71–83.
- Petrakov D., Shpuntova A., Aleinikov A. et al. Accelerated glacier shrinkage in the Ak-Shyirak massif, Inner Tien Shan, during 2003–2013. *Sci. Total Environ.*, 2016, No. 562, p. 364–378.
- Rets E., Kireeva M. Hazardous hydrological processes in mountainous areas under the impact of recent climate change: case study of Terek River basin. *Global Change: Facing Risks and Threats to Water Resources: Proc. of the Sixth World FRIEND Conference*, Fez, Morocco, *IAHS Publ.*, 2010, No. 340, p. 126–134.
- Rohrer M.B., Braun L.N. Long-term records of snow cover water equivalent in the Swiss Alps, 2. Simulation. *Nordic Hydrol.*, 1994, vol. 25, No. 1–2, p. 65–78.
- Semenova O., Beven K. Barriers to progress in distributed hydrological modelling. *Hydrol. Process.*, 2015, vol. 29, No. 8, p. 2074–2078.
- Seo D., Azar A.E., Khanbilvardi R., Powell A. Analysis of snow-pack properties and estimation of snow grain size using CLPX Data. *Geosci. and Remote Sensing Symposium*, 2008, vol. 4, p. IV-1034–IV-1037.
- Shannon S., Smith R., Wiltshire A. et al. Global glacier volume projections under high-end climate change scenarios. *Cryosphere*, 2019, No. 13, p. 325–350.
- Shea J.M., Immerzeel W.W. An assessment of basin-scale glaciological and hydrological sensitivities in the Hindu Kush-Himalaya. *Ann. Glaciol.*, 2016, vol. 57, No. 71, p. 308–318.
- Siegfried T., Bernauer T., Guennet R. et al. Will climate change exacerbate water stress in Central Asia? *Clim. Chang.*, 2012, vol. 112, p. 881–899.
- Singh P., Singh V.P. *Snow and Glacier Hydrology*. Boston, Kluwer Academic Publ., 2001, 742 p.
- Snow and Climate Physical Processes, Surface Energy Exchange and Modeling. R.L. Armstrong, E. Brun (Eds.). *Antarctic Science*. Cambridge, Cambridge Univ. Press, 2008, vol. 20, No. 6, p. 610–611.
- Sorg A., Bolch T., Stoffel M. et al. Climate change impacts on glaciers and runoff in Tien Shan (Central Asia). *Nat. Clim. Chang.*, 2012, vol. 2, No. 10, p. 725–731.
- Sorg A., Huss M., Rohrer M., Stoffel M. The days of plenty might soon be over in glacierized Central Asian catchments. *Environ. Res. Lett.*, 2014, vol. 9, No. 10, p. 104018.
- Sturm M., Holmgren J., König M., Morris K. Thermal conductivity of seasonal snow. *J. Glaciol.*, 1997, vol. 43, No. 143, p. 26–41.
- Takeuchi N., Fujita K., Aizen V.B. et al. The disappearance of glaciers in the Tien Shan Mountains in Central Asia at the end of Pleistocene. *Quaternary Sci. Reviews*, 2014, vol. 103, p. 26–33.
- Unger-Shayesteh K., Vorogushyn S., Farinotti D. et al. What do we know about past changes in the water cycle of Central Asian headwaters? A review. *Glob. and Planet. Change*, 2013, vol. 110, No. A, p. 4–25.
- Zhupankhan A., Tussupova K., Berndtsson R. Could changing power relationships lead to better water sharing in Central Asia? *Water*, 2017, vol. 9, No. 139, 17 p.
- URL: <https://wgms.ch/> (last visited: 10.11.2019).

Поступила в редакцию 16 декабря 2019 г.,
после доработки – 8 мая 2021 г.,
принята к публикации 20 июня 2021 г.