УДК 551.32 doi: 10.31857/S2076673420030044

Оценка потенциала развития ледниковых озёр на Центральном Кавказе

© 2020 г. И.И. Лаврентьев[1*], Д.А. Петраков[2], С.С. Кутузов[1], Н.В. Коваленко[2], А.М. Смирнов[1]

[1]Институт географии РАН, Москва; [2]Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия
*lavrentiev@igras.ru

Assessment of glacier lakes development potential in the Central Caucasus

I.I. Lavrentiev[1*], D.A. Petrakov[2], S.S. Kutuzov[1], N.V. Kovalenko[2], A.M. Smirnov[1]

[1]Instituite of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia; [2]Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia
*lavrentiev@igras.ru

Received February 5, 2020 / Revised April 9, 2020 / Accepted June 7, 2020

Keywords: ***Caucasus, digital elevation models, Elbrus region, hydraulic potential, radio-echo sounding, subglacial lakes.***

Summary

Glacier mass loss and consequent terminus retreat lead to formation and growth of glacier lakes. In Caucasus outbursts of glacial lakes formed in recent decades have led to human casualties and significant damage. In this study the location and volume of the potential glacier lakes in Central Caucasus was estimated based on ground and airborne GPR data, as well as using results of global ice thickness modelling. Selected glaciers are located in the Adyl-Su and Gerkhozhan-Su valleys as well on the southern and north-eastern slopes of Elbrus. The methodology was tested by retrospective modeling of Bolshoy Azau and Djikiugankez glaciers bed topography using 1957 topographic map. Seven existing lakes were predicted by the hydraulic potential in the areas where glaciers disappeared by 2017. Six overdeepenings on Djikiugankez glacier bed as of 1957 are currently absent, which might be related to the model uncertainties and the original DEMs errors, as well as to possible filling of lakes by sediments. Retrospective modeling of the Bashkara glacier bed topography based on SRTM DEM (2000) showed significant growth potential of the existing lake Lapa. Retrospective modeling of the Kaayarty glacier bed topography has not provided a clear answer whether the subglacial lake outburst flood was a trigger for catastrophic debris flow formation during the summer of 2000. In case of total disappearance of Bolshoy Azau, Djikiugankez and Bashkara glaciers at least 11 new lakes with total area of about 1.7 km^2 and an average depth of 8 m will form. While the deepest lake will be formed at the ablation zone of Bolshoy Azau glacier (at elevation 3100–3400 m a.s.l.) the largest in area (1 km^2) glacial lake will appear at the Djikiugankez snout with maximum depth of 40 m and mean depth of 7.2 m. The simulation also showed that subglacial lakes of different number and size may also exist under studied glaciers. Our estimates may contain uncertainties due to low resolution of airborne GPR data and the lack of GPR data for Kayaarty glacier, DEM and ice thickness model errors. Detailed ground-based radar survey will enable the assessment of the size and volume of the potential subglacial lakes.

Citation: Lavrentiev I.I., Petrakov D.A., Kutuzov S.S., Kovalenko N.V., Smirnov A.M. Assessment of glacier lakes development potential in the Central Caucasus. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2020. 60 (3): 343–360. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673420030044.

Поступила 5 февраля 2020 г. / После доработки 9 апреля 2020 г. / Принята к печати 7 июня 2020 г.

Ключевые слова: ***гидравлический потенциал, Кавказ, подледниковые озёра, Приэльбрусье, радиолокационное зондирование, цифровые модели рельефа.***

На основе данных радиолокационного зондирования и моделирования оценены объём и площадь потенциальных озёр, которые могут сформироваться на месте отступающих ледников в Приэльбрусье. Методика протестирована путём ретроспективного моделирования ложа ледников по материалам 1957 и 2000 гг. Установлено, что площадь потенциальных озёр, угрожающих объектам инфраструктуры, может достичь 1,7 км^2, а объём – 130 млн м^3.

Введение

Прорывы ледниковых озёр в горных районах неоднократно приводили к многочисленным жертвам и значительному ущербу [1]. Повсеместное сокращение ледников, отмечаемое в последние десятилетия в горах, способствует быстрому формированию и разрастанию ледниковых озёр в большинстве горных систем [2, 3]. Безопасное развитие инфраструктуры в таких районах требует оценки опасности гляциальных паводков и селей. Традиционные способы оценки по наличию селе-

вых отложений и геоботаническим признакам [4] для ледниковых озёр неприемлемы, так как озёра формируются на месте отступающих ледников и часто представляют собой образования, не имеющие исторических аналогов. Географическое положение таких озёр, их морфометрия и вероятность прорыва нередко остаются неизвестными до самого прорыва. Возможность появления озёр на месте отступающих ледников или разрастания уже существующих приледниковых озёр не учитывается нормативными документами (СП 47.13330.2016 и др.) при оценке селевой опасности.

Всё это характерно и для Кавказа, где отмечается наибольшая степень гляциального риска на территории России [5]. Как и в других горных системах, на Кавказе в последние десятилетия ледники сокращаются [6–8], что сопровождается формированием и ростом ледниковых озёр [9, 10] и их прорывами [11]. Развитие инфраструктуры горных территорий на фоне отступания ледников может привести к тому, что недавно построенные объекты окажутся в зоне селевой угрозы из-за формирования озёр на месте отступающих ледников.

В настоящее время разработана многоуровневая стратегия, позволяющая оценить вероятность формирования озёр на месте отступающих ледников [12]. Первые два её уровня носят качественный характер и позволяют судить о вероятности образования озёр по уклонам поверхности ледников (если уклон менее 5°, то формирование возможно), распределению зон трещин, изменению ширины долины. К недостатку таких подходов относится отсутствие информации о возможном объёме озёр, требуемом для оценки максимального расхода воды при прорыве [13, 14]. На третьем уровне используются пространственно-распределённые модели толщины льда. Такой метод для оценки распространения и объёма будущих озёр был реализован в Гималаях [15]. Несомненное преимущество моделирования – возможность его применения для целых горных систем, однако региональная калибровка модели должна выполняться на основании инструментальных данных о толщине льда. Четвёртый уровень представляет собой геофизические измерения толщины льда для оценки топографии ложа ледников, но примеров его применения в работе [12] не приводится. Геофизические измерения можно использовать и для оценки пределов роста уже существующих приледниковых озёр.

Задачи предлагаемой статьи – поиск расположения и оценка объёма участков переуглублённого ложа ледников как мест, в которых в будущем, при отступании ледников, могут сформироваться озёра. В качестве тестовых участков для оценки потенциала развития озёр выбраны следующие районы: верховья долин Адыл-Су и Герхожан-Су, а также предполья ледников южного и северо-восточного склонов Эльбруса (рис. 1). Ниже указанных ледников, в долинах, расположены объекты инфраструктуры, которые могут быть подвержены опасным воздействиям при прорывах озёр.

В работе использованы: 1) авторские данные радиолокационного зондирования (РЛЗ) ледников Башкара, Джикиуганкез, Микельчиран, Большой и Малый Азау, расположенных выше существующих озёр; 2) опубликованные результаты моделирования [16] толщины ледников Каяарты (бассейн р. Герхожан-Су) и Башкара (бассейн р. Адыл-Су) по состоянию на 2000 г.; 3) разновременные цифровые модели рельефа (ЦМР); 4) разновременные космические снимки. В процессе исследований были выявлены участки переуглублённого ложа этих ледников на разных этапах их существования; показано, что практически все современные приледниковые озёра в предпольях исследуемых ледников образовались в предсказанных реконструкцией местах; оценён потенциал развития (максимальный объём) некоторых существующих и будущих озёр.

Радиолокационное зондирование

Аппаратура и методика измерений. Как известно, радиолокационное зондирование – мощный инструмент для измерения толщины ледников, изучения их внутреннего строения и условий на ложе [17]. Вместе с цифровыми моделями рельефа результаты радиозондирования можно использовать для исследования ложа ледников. Радиолокационные измерения на ледниках, рассматриваемых в настоящем исследовании, выполнены в период 2010–2017 гг. и частично опубликованы. В 2013–2014 гг. была измерена толщина всех ледников Эльбруса с использованием вертолёта, а в 2017 г. проведены наземные измерения в привершинной его области [7, 18]; в 2010 и 2017 гг. вели измерения на леднике Башкара (рис. 2).

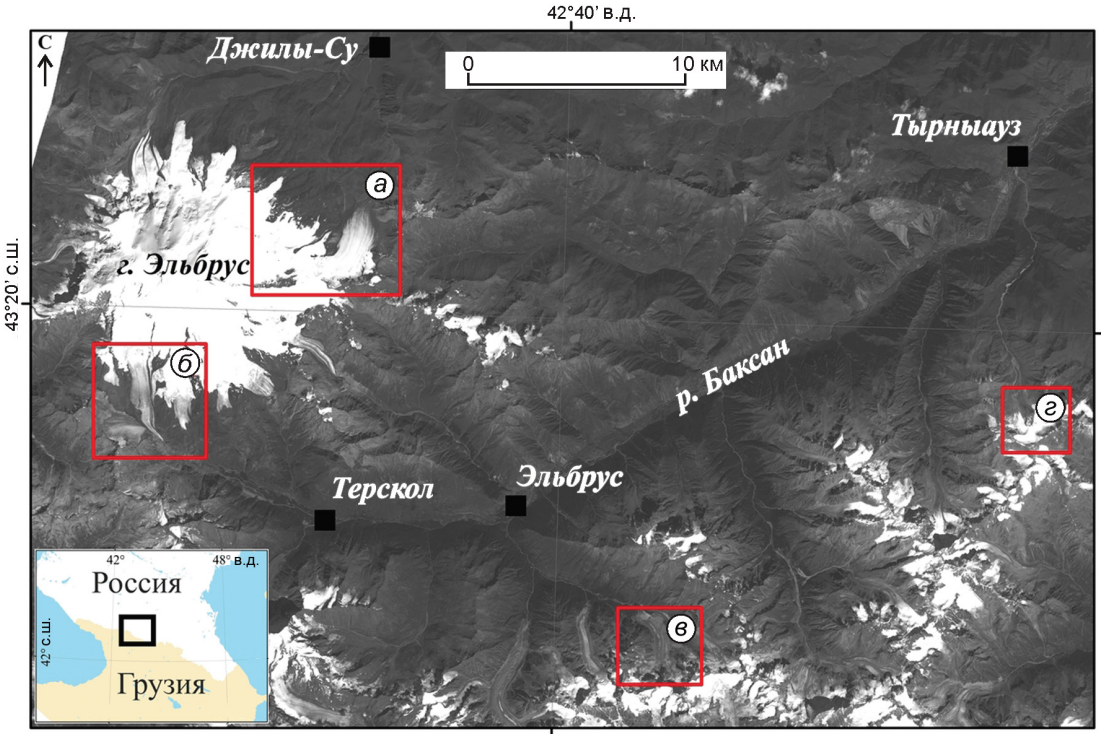

Рис. 1. Объекты исследований на Центральном Кавказе.
Ледники – Микельчиран и Джикиуганкез (*а*), Большой и Малый Азау (*б*) (Эльбрус); Башкара (Адыл-Су) (*в*), Каяарты (Герхожан-Су) (*г*); в основании – космический снимок Landsat-8 OLI от 9.09.2016 г.

Fig. 1. Study objects in Central Caucasus.
Glaciers – Mikelchiran and Djikiugankez (*а*), Bolshoy and Maliy Azau (*б*) (Elbrus); Bashkara (Adyl-Su) (*в*), Kayaarty (Gerkhozhan-Su) (*г*); space image Landsat-8 OLI on 9.09.2016 set as the background

Наземные измерения толщины льда на леднике *Башкара* проводили по сети продольных и поперечных профилей и косых галсов с помощью моноимпульсных локаторов ВИРЛ-6 [19] и ВИРЛ-7 [20] с центральной частотой 20 МГц, длительностью зондирующего импульса около 25 нс и периодом дискретизации 2,5 нс. Применявшиеся локаторы имеют систему цифровой регистрации радарных и навигационных (GPS-координат) данных с интервалом 1–2 м с точностью плановой привязки 5–10 м. Для синхронизации излучённых и принятых сигналов использовали оптоволоконный кабель. В наземном варианте РЛЗ комплект оборудования с антеннами длиной 12 м вместе с источниками питания монтировался на двух рюкзаках. Измерения выполняла групп из трёх человек в пеших маршрутах с таким расчётом, чтобы покрыть измерениями максимально возможную площадь.

Для воздушных измерений толщины льда на *Эльбрусе* в 2013 и 2014 гг. применяли вертолётную модификацию радара ВИРЛ-6 [18]. Оборудование размещалось на специальной ферме, имеющей достаточную массу (150 кг) и оснащённой хвостовым стабилизатором для обеспечения стабильного положения в полёте. На время измерений ферма с закреплённым на ней оборудованием подвешивалась под вертолётом на полипропиленовом тросе на расстоянии 15 м от фюзеляжа. Измерения вели в автоматическом режиме с частотой 0,2 с при средней скорости полёта около 70 км/ч на высотах от 10 до 500 м (все высоты в статье даны над ур. моря) над поверхностью ледника. Для навигации в обоих случаях применялся портативный GPS-приёмник Garmin GPSMAP 78. Запись на приёмнике велась в формате UTM WGS-84, зона 38. Использование приёмника ограничивалось работой во время радиолокационных измерений для записи плановых координат вдоль профилей радиозондирования. Таким образом были собраны данные, достаточные для построения карт толщины льда, рельефа ложа и моделирования участков переуглублённого ложа.

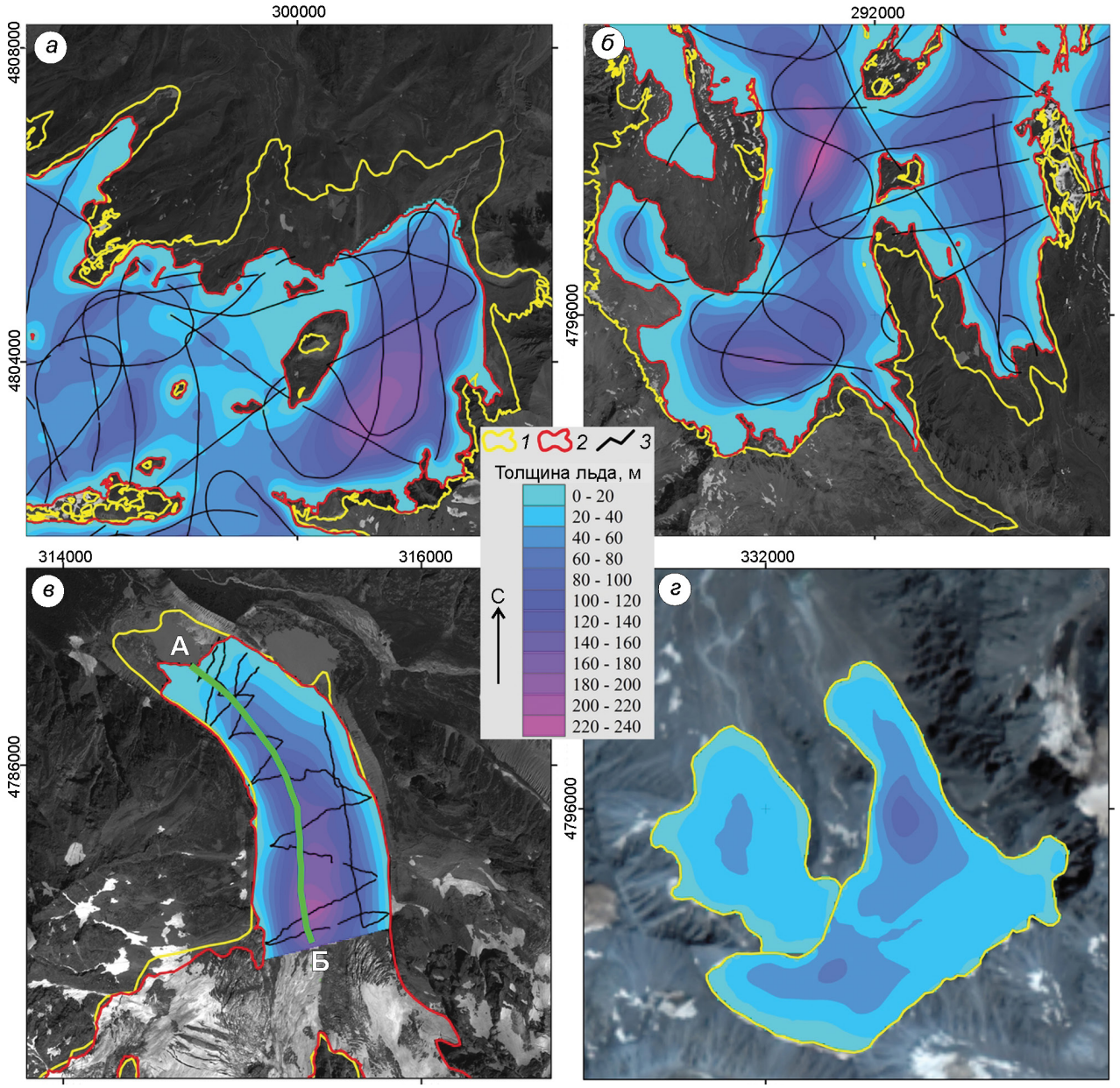

Рис. 2. Профили радиозондирования и распределение толщины льда изученных ледников.
По данным измерений: *а* – Микельчиран, Джикиуганкез; *б* – Большой и Малый Азау; *в* – Башкара (профиль РЛЗ А–Б приведён на рис. 3); по данным моделирования: *г* – Каяарты. Контуры ледников: *1* – 1957 г. (Эльбрус)/2000 г. (Башкара, Каяарты); *2* – 2017 г.; *3* – профили радиозондирования. Прямоугольные координаты пересчитаны для проекции UTM WGS-1984, зона 38

Fig. 2. Radio-echo sounding profiles and ice thickness distribution maps of the studied glaciers.
According to the radar data: *а* – Mikelchiran, Djikiugankez; *б* – Bolshoy and Maliy Azau; *в* – Bashkara (radar profile А–Б is shown in Fig. 3); according to simulation: *г* – Kayaarty. Glacier outlines: *1* – 1957 (Elbrus)/2000 (Bashkara, Kayaarty); *2* – 2017; *3* – radar profiles. Rectangular coordinates are recalculated for UTM Zone 38 projection

Визуализация и интерпретация данных. Обработку и интерпретацию полученных радарных данных вели с помощью пакета программ RadexProPlus 2011.2 Basic (www.radexpro.ru). Подробно методика обработки данных наземных радиолокационных съёмок изложена в работе [21]. Принципиально она не отличается от обработки данных воздушной съёмки, когда дополнительно определяется высота полёта над ледником. Указанный пакет программ позволяет визуализировать радарные записи, вводить статические поправки в начало зондирующих

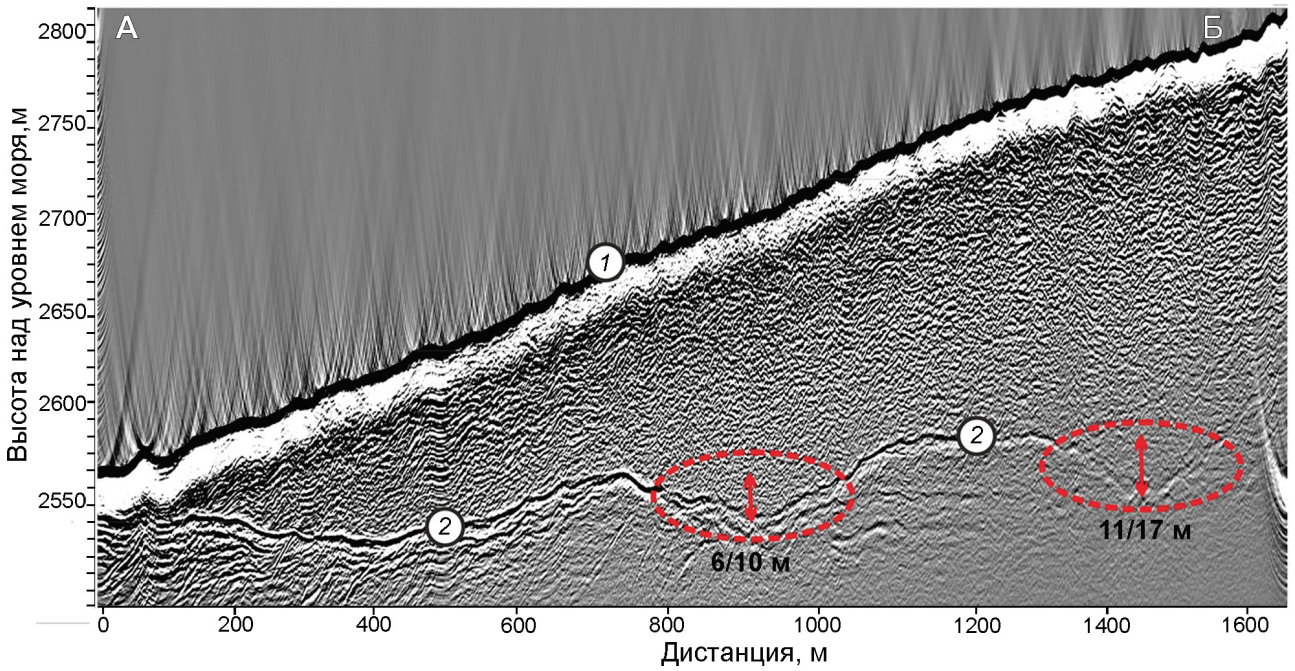

Рис. 3. Пример обработанной радарограммы, полученной на леднике Башкара в 2017 г.
Положение профиля А–Б приведено на рис. 2, *в*. *1* – поверхность ледника; *2* – ложе ледника. Красными овалами показаны переуглубления на ложе, где может скапливаться вода; цифрами даны средние/максимальные значения переуглублений вдоль профиля радиозондирования

Fig. 3. An example of a processed radargram obtained on the Bashkara glacier in 2017.
The position of profile A–Б is shown in Fig. 2, *в*. *1* – glacier surface; *2* – glacier bedrock. Red ovals indicate bedrock overdeepenings, where water can accumulate; numbers indicate medium/maximal depth of bedrock overdeepenings along radar profile

импульсов, обрабатывать сигналы на радарных записях с применением Фурье-анализа для получения реальной геометрии ложа за счёт коррекции положения боковых отражений и делать оцифровку времени запаздывания отражённых от ложа сигналов в интерактивном режиме. Пример типичного радиолокационного разреза (радарограмма) показан на рис. 3. После обработки радарограмм все данные (радарные и навигационные) представлялись в табличном виде (x, y, z) и вычислялась толщина ледника.

Методика определения толщины ледников по данным радиозондирования с применением моноимпульсных локаторов детально рассмотрена во многих работах, например в [22], а точность её определения – в работах [23, 24]. На обработанных с учётом геометрии поверхности радарных записях (см. рис. 3) в точках с измеренными GPS-координатами (x, y) измерялось время запаздывания τ_B отражений от ложа и вычислялась общая толщина ледника h_Σ при одной и той же средней скорости распространения радиоволн $\upsilon_{ср}$ = 168 м/мкс, соответствующей скорости распространения радиоволн в плотном холодном льду с плотностью 917 кг/м^3. Толщина ледника h определялась из соотношения $h = (v_{ср}\tau_B)/2$. На заключительном этапе полученные данные использовались для составления карт толщины льда и рельефа подлёдного ложа ледников с помощью аппроксимации Topo To Raster ANUDEM, учитывающей гидрологическую корректность рельефа ложа в программной среде ESRI ARCGIS.

ЦМР и рельеф подлёдного ложа. Для построения карт рельефа подлёдного ложа необходимы данные о рельефе поверхности ледника и его границах. В данном исследовании для ледника Башкара мы использовали ЦМР на основе стереопары снимков SPOT-7 от 1.08.2017 разрешением 1,6 м, а для ледников Эльбруса – на основе стереопары снимков Pléiades от 8.09.2017 разрешением 0,5 м [7] (табл. 1). Разрешение полученных ЦМР составило 3,2 м для ледника Башкара и 4 м – для ледников Эльбруса. Вертикальная точность данной ЦМР оценена ранее [25] и находится в пределах ±0,5 м. Для ледников Каярты и Башкара по состоянию на 2000 г. использовалась

Таблица 1. **Перечень и параметры данных дистанционного зондирования, использованных в настоящем исследовании**

Снимок/цифровая модель рельефа (ЦМР)	Пространственное разрешение, м	Дата съёмки	Цель использования
SPOT-7	1,6	1.08.2017 г.	Дешифрирование ледников
Pléiades	0,5	8.09.2017 г.	
SPOT-7 ЦМР	4	1.08.2017 г.	Построение карты рельефа ложа
Pléiades ЦМР	3,2	8.09.2017 г.	
SRTM V.3 ЦМР	30	2000 г.	
ЦМР на основе топокарты 1957 г. (Эльбрус)	30	1957 г.	Дешифрирование ледников и построение карты рельефа ложа

ЦМР SRTM V.3 (разрешение 30 м) с заявленной абсолютной вертикальной точностью ±16 м (линейная погрешность при доверительном уровне 90%), относительной вертикальной точностью ±6 м и горизонтальной позиционной точностью ±20 м [26]. При этом показано [27], что погрешность этой ЦМР в горных районах возрастает с абсолютной высотой, а сигнал на покрытых снегом и фирном поверхностях ледников проникает на глубину до 10 м. Таким образом, данные погрешности заложены в составленные нами карты рельефа ложа ледников в 2000 г.

Для реконструкции рельефа подлёдного ложа ледников Эльбруса мы использовали ЦМР на основе топографической карты 1957 г. (масштаб 1:50 000), созданной на географическом факультете МГУ имени М.В. Ломоносова [28]. Карты подлёдного рельефа ледников получены путём вычитания значений толщины льда из ЦМР поверхности ледников, сглаженных по регулярной сетке 30 м. Границы ледников проводились по тем же космическим снимкам, а для ледников Эльбруса из-за наличия свежевыпавшего снега корректировались по снимку SPOT-7 от 20.08.2016 г. [7].

Реконструкция участков переуглублённого ложа ледников

Чтобы установить возможные места скопления воды под ледниками и оценить размеры озёр, которые могут сформироваться в будущем на освободившемся ото льда ложе, необходимо иметь данные о рельефе предполий и ложа ледников. Для этого использовались данные радиозондирования (толщина льда) и ЦМР поверхности ледников. Анализ рельефа ложа ледников в прошлом выполнялся с помощью данных моделирования толщины льда и ЦМР SRTM V.3 (2000 г.) для ледников Башкара и Каярты, а для ледников Эльбруса – ЦМР коренного ложа (без ледников) на 2017 г. в сочетании с ЦМР Эльбруса на 1957 г.

Моделирование переуглублений на ложе. Как показано в работе [15], переуглубления на ложе обнаруживают путём их заполнения с помощью стандартного геоинформационного гидрологического инструмента (Hydrology tools) в программной среде ESRI ARCGIS. Следующий шаг – получение уклонов ложа из этой заполненной ЦМР. Выбрав значения уклона ложа менее 1° в контурах ледника, находят плоские и ровные участки. Разностная ЦМР между заполненной и исходной ЦМР без ледников (т.е. батиметрический растр) использовалась для количественной оценки площади и объёма переуглублений. Однако полученный батиметрический растр заполняет переуглубления до краёв, что может вызвать переоценку потенциальных объёмов будущих озёр. Поэтому мы использовали растр с уровнем на 10 м ниже, что соответствует общепринятым подходам [15]. Это позволило сократить число потенциальных озёр. Далее, на основе батиметрического растра и контуров полученных переуглублений, рассчитывали средние и максимальные глубины потенциальных озёр. Результаты реконструкции переуглублений на основе данных измерений толщины льда и моделирования приведены на рис. 4–6 и в табл. 2.

Гидравлический потенциал. Второй способ обнаружить участки переуглублённого ложа, а также места скопления подледниковой воды и реконструировать картину подлёдного дренажа (возможных путей подледникового стока воды) – расчёт величины гидравлического потенциала ф. Это можно сделать, имея те же входные данные (ЦМР поверхности и ложа ледника), с помощью следующего уравнения [29]:

$$\phi = \rho_w g B + f \rho_i g (H - B),$$

где ρ_w и ρ_i – соответственно плотность воды и льда, кг/м^3; g – ускорение свободного падения м/с^2; B – высота ложа, м; H – высота поверхности, м; f – давление воды на ложе, выраженное в долях давления перекрывающего льда, f принима-

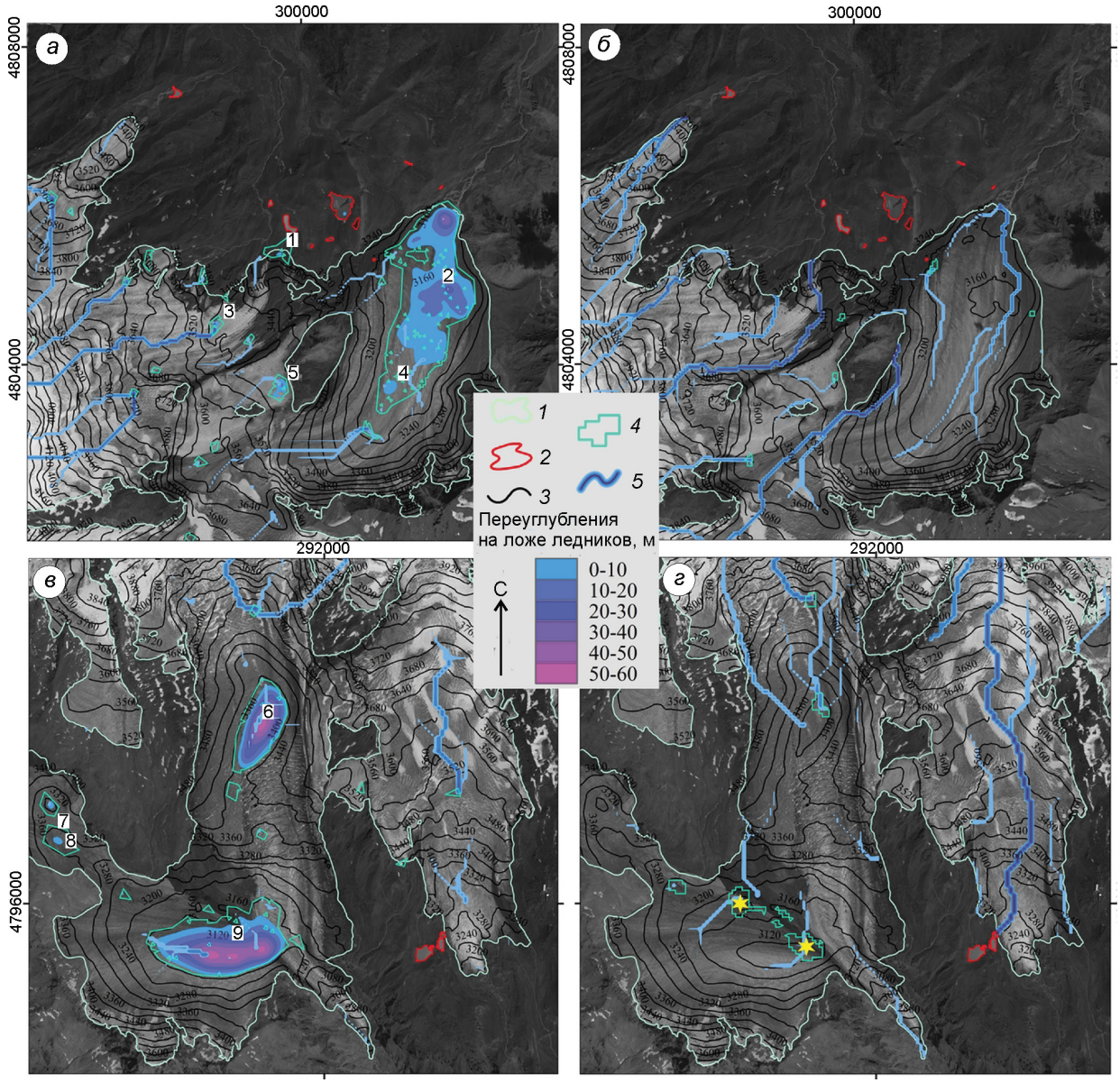

Рис. 4. Переуглубления (м) на коренном ложе ледников Эльбруса по данным радиозондирования и реконструированная подледниковая дренажная сеть без ледников ($f = 0$) (*а*, *в*) и при их наличии ($f = 1$) (*б*, *г*).
1 – границы ледников в 2017 г.; *2* – современные приледниковые озёра; *3* – изогипсы коренного ложа ледников, *4* – переуглубления на ложе (номера см. табл. 2); *5* – пути подледникового стока (интенсивность цвета характеризует относительную площадь водосбора). Звёздами отмечены предсказанные моделью крупные современные подледниковые озёра. В основании – космический снимок SPOT-6 от 20.08.2016 г. Прямоугольные координаты пересчитаны для проекции UTM WGS-1984, зона 38

Fig. 4. Overdeepenings (m) at the Elbrus glaciers bedrock according to radar data and reconstructed subglacial drainage network without glaciers ($f = 0$) (*а*, *в*) and with glaciers ($f = 1$) (*б*, *г*).
1 – glacier outlines in 2017; *2* – modern glacier lakes; *3* – contour lines of the glacier bedrock topography; *4* – bedrock overdeepenings (numbers correspond to those in Table 2); *5* – subglacial drainage pathways (color intensity indicates relative drainage area). The stars mark large predicted by the model modern subglacial lakes. Satellite image SPOT-6 on 08.20.2016 set as the background. Rectangular coordinates are recalculated for UTM WGS-1984 Zone 38 projection

ет значения от 0 до 1, которые отвечают течению воды при атмосферном давлении и при давлении всего перекрывающего льда соответственно.

Замкнутые горизонтали в поле гидравлического потенциала свидетельствуют о возможности существования переуглублений (в том

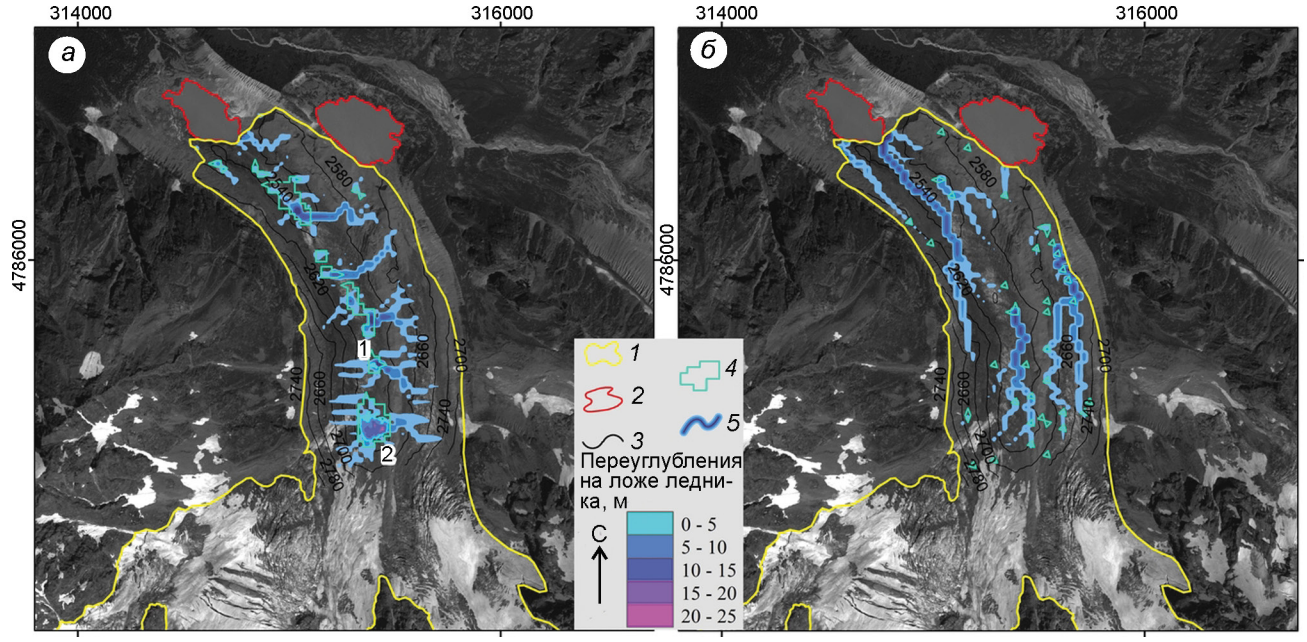

Рис. 5. Переуглубления (м) на коренном ложе ледника Башкара по данным радиозондирования и реконструированная подледниковая дренажная сеть без ледника ($f = 0$) (*а*) и при его наличии ($f = 1$) (*б*).
1–5 – см. рис. 4. В основании космический снимок SPOT-7 от 1.08.2017. Прямоугольные координаты пересчитаны для проекции UTM WGS-1984, зона 38

Fig. 5. Overdeepenings (m) at the Bashkara Glacier bedrock according to radar data and reconstructed subglacial drainage network without glacier ($f = 0$) (*а*) and with glacier ($f = 1$) (*б*).
1–5 – see Fig. 4. Satellite image SPOT-7 on 01.08.2017 set as the background. Rectangular coordinates are recalculated for UTM WGS-1984 Zone 38 projection

числе подледниковых озёр). Оба эти метода дают очень схожие результаты. Для минимизации погрешности мы ввели критерий, позволяющий выделить такие участки с учётом разрешения использованных нами ЦМР (3,2–30 м) и карт толщины и рельефа ложа ледников: нижний порог площади озёр принят равным 1000 м^2.

Толщина ледников и потенциальные ледниковые озёра по данным радиозондирования и моделирования

Эльбрус. Подробно результаты радиозондирования всего оледенения Эльбруса представлены в работе [7], здесь же приведём результаты по рассматриваемым ледникам (см. рис. 2, *а*, *б*). Ледники Микельчиран и Джикиуганкез в восточном секторе оледенения Эльбруса в 2017 г. занимали площадь 4,71±0,02 и 24,54±0,25 км^2 соответственно. Их средняя толщина льда составляет 42,9±8,2 м и 56,6±7,3 м, максимальная достигает 149,0±8,6 и 204,3±11,0 м, а объём льда равен 0,20±0,04 и 1,39±0,18 км^3 соответственно. В южном секторе оледенения крупнейший ледник Большой Азау (площадь 16,63±0,09 км^2) имеет среднюю толщину 52,7±7,3 м, максимальная толщина льда достигает 236,9±12,6 м, а объём льда равен 0,88±0,12 км^3. Толщина соседнего с ним ледника Малый Азау (площадь 8,50±0,04 км^2) составляет 137,0±8,0 м при среднем значении 40,8±7,2 м, а объём льда равен 0,35±0,06 км^3.

Пользуясь описанными здесь методами, всего мы обнаружили девять участков переуглублённого ложа на выбранных ледниках Эльбруса и смоделировали подледниковую дренажную сеть, по которой вода поступает в эти переуглубления и к фронтам ледников (см. рис. 4, см. табл. 2). На рис. 4, *а*, *в* приведено положение переуглублённых участков на коренном ложе выбранных ледников при $f = 0$, т.е. без давления перекрывающего льда (без ледников). Бирюзовыми полигонами показаны участки на ложе, соответствующие минимумам в поле гидравлического потенциала, которые, в свою очередь, указывают на наличие переуглублений, где может скапливаться вода.

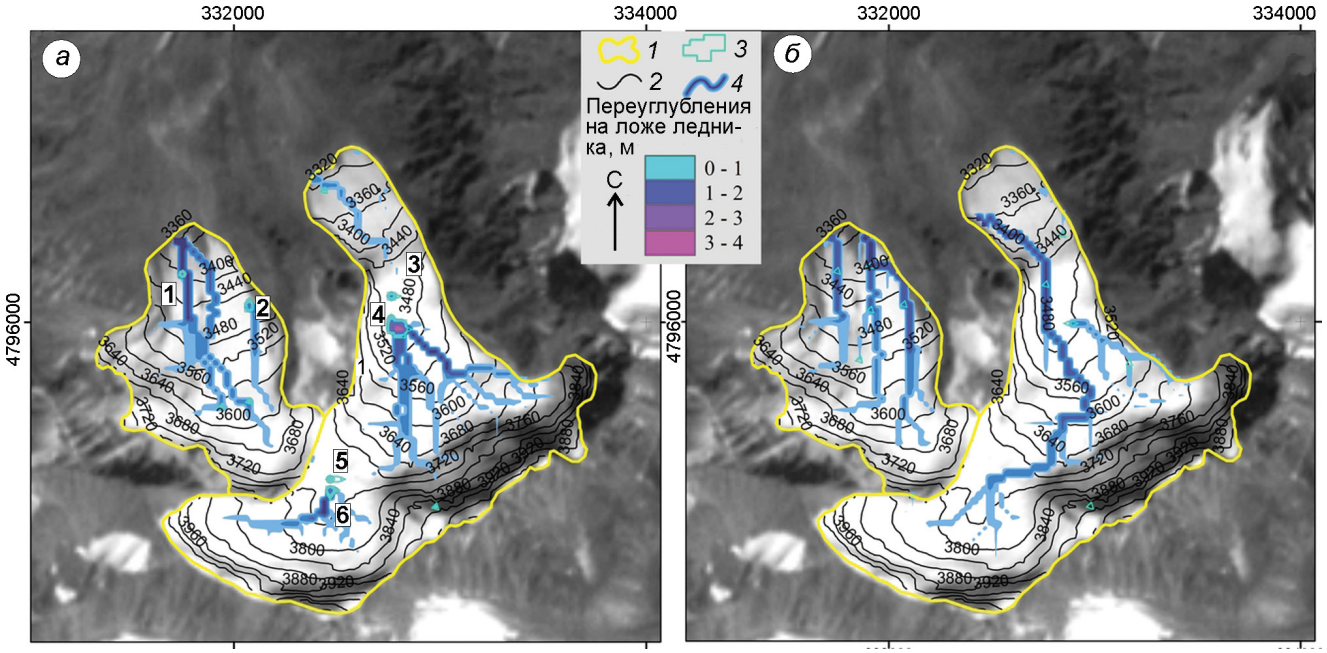

Рис. 6. Переуглубления (м) на коренном ложе ледника Каяарты по данным моделирования и реконструированная подледниковая дренажная сеть без ледника ($f = 0$) (*а*) и при его наличии ($f = 1$) (*б*).
1 – граница ледника в 2000 г.; *2* – изогипсы коренного ложа; *3* – переуглубления на ложе (номера см. в табл. 3); *4* – пути подледникового стока (интенсивность цвета характеризует относительную площадь водосбора). В основании космический снимок Landsat 7 ETM от 5.09.2000 г. Прямоугольные координаты пересчитаны для проекции UTM WGS-1984, зона 38

Fig. 6. Overdeepenings (m) at the Kayaarty Glacier bedrock according to simulation and reconstructed subglacial drainage network without glacier ($f = 0$) (*a*) and with glacier ($f = 1$) (*б*).
1 – glacier outlines in 2000; *2* – contour lines of the glacier bedrock topography; *3* – bedrock overdeepenings (numbers correspond to those in Table 3); *4* – subglacial drainage pathways (color intensity indicates relative drainage area). Satellite image Landsat 7 ETM on 5.09.2000 set as the background. Rectangular coordinates are recalculated for UTM WGS-1984 Zone 38 projection

Их число и площадь больше отмеченных цифрами понижений (полученных методом заполнения растра), так как для более достоверной оценки мы, как было отмечено ранее, понизили их уровень на 10 м. Как видно из рис. 4, самые крупные депрессии (№ 2, 6 и 9) площадью 1026, 195 и 415 тыс. м^2 соответственно расположены на ложе ледников Джикиуганкез и Большой Азау, а их объём составляет 7355, 4522 и 9380 тыс. м^3 соответственно (см. табл. 2).

На рис. 4, *б*, *г* показаны картина подлёдного дренажа и положение замкнутых горизонталей в поле гидравлического потенциала при $f = 1$, т.е. в современных условиях, когда ложе перекрыто ледником. Заметны отличия в положении, числе и площади обнаруженных понижений в рельефе – их площадь значительно меньше по сравнению с условиями, когда ледника нет. В условиях, когда давления льда не хватает, чтобы выжать всю воду из-под ледников, часть её вполне может накапливаться в этих понижениях. На ложе ледников Джикиуганкез и Микельчиран обнаружено пять небольших замкнутых понижений общей площадью 33 тыс. м^2 (от 3,5 до 10 тыс. м^2). Крупные современные подледниковые озёра (см. рис. 4, *в*) площадью 42 и 51 тыс. м^2 могут находиться под ледником Большой Азау, в его нижней части (высотный диапазон 3250–3270 м), в месте слияния основного потока и льда, текущего с перевала Эхо Войны. В этом месте с выровненным рельефом поверхности за последние годы образовался крупный моренный вал, испещрённый поверхностными каналами и воронками, которые могут служить путями поступления талой воды на ложе ледника. Ещё три возможных участка площадью 15, 17 и 9 тыс. м^2 расположены выше по леднику под плоскими участками на высотах 3280, 3580–3590 и 3685–3690 м соответственно.

Ледник Башкара. Толщину льда в 2010 и 2017 гг. измеряли не на всей площади ледника, а лишь на его языке, что обусловлено непроходимостью сильно трещиноватых участков и недо-

Таблица 2. **Переуглубления на ложе исследованных ледников по данным радиозондирования 2013–2017 гг.**

Номер переуглубления	Ледник	Координаты центров переуглублений, градусы		Площадь, тыс. м^2	Глубина, м		Стандартное отклонение, м	Объём, тыс. м^3
		широта	долгота		максимальная	средняя		
1	Джикиуганкез	42,52788	43,37469	3	1	1	0,1	2
2		42,55234	43,37111	1026	40	7	6,3	7355
3		42,51849	43,36654	3	3	2	0,8	5
4		42,54574	43,35997	22	4	2	1,2	36
5		42,52869	43,35954	22	12	4	3,6	92
6	Большой Азау	42,42869	43,30230	195	56	23	14,7	4522
7		42,40549	43,29539	3	4	1	1,6	5
8		42,40638	43,29253	4	3	1	1,5	2
9		42,42524	43,28430	415	55	23	15,8	9380
1	Башкара	42,72785	43,19973	6	3	10	3,2	19
2		42,72790	43,19713	1	1	1	0,0	1
Среднее				*132*	*15*	*8*	–	*1655*
Сумма				*1714*	–			*21521*

ступностью для измерений крутых склонов с висячими льдами. Всего на леднике Башкара в 2010 и 2017 гг. было пройдено около 30 км профилей с измерениями толщины льда на участке языка площадью около 1,2 км^2 (см. рис. 2, *в*). На большинстве профилей радиозондирования получены идентифицируемые отражения от ложа, однако наличие трещин на поверхности ледника и сильное рассеяние в толще, типичное для тёплых, насыщенных талой водой ледников, в отдельных случаях затрудняло интерпретацию радарных записей. Сопоставление полученных в разные годы результатов позволило ввести поправку в данные 2010 г., которая составила ~30 м, что позволило использовать данные за эти годы совместно. Данные на 15 профилях радиозондирования хорошо соответствовали друг другу: среднеквадратическое отклонение в разности толщины льда составляет 1,3 м. Принимая во внимания среднюю толщину льда на этих пересечениях (109 м), можно принять, что стандартная ошибка составляет 1,2% измеренных величин. В среднем, толщина льда на исследуемом участке ледника равна 75,5 м, а объём льда – 88,2 млн м^3. Картина распределения значений толщины льда вполне закономерна. Максимальное значение – 215 м – приурочено к верхней части исследуемого участка. В непосредственной близости к фронту ледника, примыкающего к озеру Лапа, толщина льда уменьшается до 30 м, однако эти значения относятся лишь к центральной части фронта шириной около 100 м.

Характер ложа на всех профилях радиозондирования достаточно выровненный. На записи вдоль продольного профиля (см. рис. 3) чётко видны плавное увеличение толщины льда от фронта к центральной части ледника, а также два переуглубления, соответствующие обнаруженным на карте коренного ложа методом заполнения растра двум локальным понижениям в рельефе, которые в случае исчезновения ледника будут заполнены водой (см. рис. 5, *а*). Размер крупнейшего переуглубления, обнаруженного в 1,5 км от фронта ледника, составляет 14 тыс. м^2, а его объём может достигать 100 тыс. м^3 (см. табл. 2), что примерно в 2 раза меньше объёма современного оз. Лапа, находящегося у фронта. При этом в поле рассчитанного гидравлического потенциала при $f = 0$ на языке ледника Башкара обнаруживается девять замкнутых горизонталей, соответствующих возможным местам скопления воды после исчезновения льда общей площадью 75 тыс. м^2. Положение двух из них соответствует обнаруженным первым способом переуглублениям на ложе (1 и 2 на рис. 5, *а*), а остальные семь понижений площадью около 45 тыс. м^2 принимать в качестве будущих озёр не следует, так как они не отвечают условиям заполнения растра ложа при понижении уровня на 10 м. Если посмотреть на картину дренажной сети при $f = 1$ (см. рис. 5, *б*), то хорошо видно, что в современных условиях при наличии ледника каких-либо значительных переуглублений (площадью более 1000 м^2) на коренном ложе не обнаруживается и вся вода по подлёдным каналам стока уходит в приледниковые озёра Лапа (слева) и Башкаринское (справа).

Таблица 3. **Переуглубления на ложе исследованных ледников по данным ретроспективного моделирования на 1957 г. (Эльбрус) и 2000 г. (Башкара, Каяарты)**

Номер переуглубления	Ледник	Координаты центров переуглублений, градусы		Площадь, тыс. м^2	Глубина, м		Стандартное отклонение, м	Объём, тыс. м^3
		широта	долгота		максимальная	средняя		
1	Микельчиран	42,5103	43,3922	5,4	2,6	1,9	0,5	10
1	Джикиуганкез	42,5327	43,3755	3,6	2,0	1,6	0,9	6
2		42,5358	43,3765	5,1	2,4	1,8	0,6	9
3		42,5299	43,3775	39,1	4,2	2,0	1,3	78
4		42,5396	43,3780	6,2	4,4	2,3	0,4	14
5		42,5261	43,3791	7,6	2,6	1,7	0,6	13
6		42,5463	43,3807	1,4	1,7	1,6	2,7	2
7		42,5249	43,3805	4,8	3,4	2,3	2,1	11
8		42,5375	43,3801	39,5	14,3	5,1	1,4	200
9		42,5269	43,3816	2,8	2,9	2,1	3,2	6
10		42,5448	43,3821	5,2	2,9	2,5	2,1	13
11		42,5470	43,3852	10,3	3,3	2,3	2,3	24
1	Каяарты	42,9257	43,30014	1,5	1,3	0,3	0,4	1
2		42,9297	43,29882	2,7	2,3	0,7	0,5	2
3		42,9382	43,29939	1,8	1,4	0,8	0,9	1
4		42,9385	43,29804	9,3	4	1,4	1,2	13
5		42,9348	43,29131	1,3	0,9	0,5	0,5	1
6		42,9349	43,29076	3,1	1,7	0,7	0,1	2
1	Башкара	42,7179	43,2096	18,1	9	3,6	0,9	65
2		42,7219	43,2079	17,8	7	2,6	3,6	46
3		42,7262	43,2049	3,6	4	1,7	0,6	6
4		42,7271	43,2025	13,2	11	3,3	0,3	44
5		42,7278	43,1999	12,8	7	2,7	0,7	35
6		42,7201	43,1918	26,2	7	3,8	0,4	99
Среднее				*10,1*	*4,3*	*2,1*		*29*
Сумма				*242,4*				*700*

Ледник Каяарты. Анализ карты распределения толщины льда ледника Каяарты по состоянию на 2000 г. (см. рис. 2, *г*) показывает, что максимальная смоделированная толщина достигает 95 м и приурочена к средней части языка его орографически левой ветви, при этом правая ветвь почти в два раза тоньше (максимум – 45 м). Средняя толщина льда ледника составляет ~31 м, что при площади 2,6 км^2 даёт общий объём льда равный ~81 млн м^3. К 2018 г. площадь ледника сократилась до 2,31 км^2, но современными данными о толщине льда ледника (как модельными, так и прямыми) мы не располагаем, в том числе из-за отсутствия у нас современной ЦМР на данный район Кавказа. В рельефе ложа ледника обнаружено несколько небольших переуглублений (см. рис. 6, *а*), которые при соблюдении условий понижения их уровня на 10 м «исчезнут». Несмотря на это, мы приводим их на рис. 6 и в табл. 3. Крупнейшее по площади переуглубление на ложе этого ледника достигает 9,3 тыс. м^2, что при средней глубине 1,4 м (максимальная – 4 м) даёт объём 12,7 тыс. м^3. Остальные понижения со средней глубиной 0,6 м занимают площадь от 1,3 до 3,1 тыс. м^2, а объём их вместе взятых не превышает 2,2 тыс. м^3. Большинство этих переуглублений по своим размерам не выходят за пределы погрешностей. Для такого небольшого ледника использование грубой (30 м) ЦМР для реконструкции участков переуглублённого ложа не подходит, так как размер пиксела ЦМР и значительные погрешности, заложенные в карты толщины льда и рельефа коренного ложа, перекрывают плановые размеры и глубину искомых понижений.

Несмотря на совместное использование данных измерений толщины льда и расчёта подлёдного дренажа по гидравлическому потенциалу для определения переуглублений на ложе ледников, наш подход имеет ряд ограничений. Радиолокационные измерения, безусловно, содержат погрешности, которые подробно рассмотрены в работе [7]. Точность определения толщины льда

с использованием данного типа радара составляет от 4,2 м для незначительной толщины льда до 12,8 м для толщины свыше 240 м. Интерполяция измерений по сети разреженных профилей также содержит погрешности. Частично эта проблема решается нами путём исключения из рассмотрения переуглублений площадью менее 1000 м^2 и понижением их глубины на 10 м. Таким образом, расположение смоделированных переуглублений достаточно надёжно, в то время как такие параметры, как размер и глубина, должны интерпретироваться с осторожностью.

Обсуждение

Эльбрус. Реконструкция переуглублений на ложе ледников Джикиуганкез и Микельчиран по состоянию на 1957 г. приведена на рис. 7, *а*. Видно, что на месте исчезнувших к 2017 г. частей ледников из 12 смоделированных методом заполнения растра переуглублений семь предсказаны по гидравлическому потенциалу и им соответствуют семь существующих в настоящее время озёр. При этом шесть переуглублений на ложе ледника Джикиуганкез на 1957 г. в настоящее время не существуют в виде озёр, что может быть связано как с погрешностями ЦМР, так и с заполнением этих понижений ледниковыми наносами в процессе отступания края ледника. В то же время некоторые реально существовавшие озёра модель не отобразила. Так, озеро, прорвавшееся 11 августа 2006 г. [30], на рис. 7 не моделировалось как по поверхности 1957 г. в поле гидравлического потенциала при $f = 0$, так и путём заполнения растра ложа ледника. Как было показано в работе [31], котловина этого озера сформировалась в результате изменения положения гряды срединной морены на леднике. В 1957 г. эта гряда располагалась западнее от нынешнего положения на расстоянии нескольких сотен метров на месте будущего озера. Такая ситуация, однако, не говорит о некорректности модели. Прорыв озера произошёл через ледяной гребень, покрытый тонким слоем поверхностной морены. Ложе ледника не вскрылось при прорыве, поэтому озёрная котловина не являлась переуглублением ложа ледника.

Только одно переуглубление на ложе ледника Джикиуганкез, смоделированное по рельефу поверхности ледника 1957 г., не стало озером на исчезнувшей части ледника, хотя отражается в поле минимума гидравлического потенциала при $f = 1$ (см. рис. 7, *а*). В это переуглубление был направлен канал подледникового стока (не показан на рисунке), поэтому оно могло быть занесено флювиогляциальными наносами. Вероятно, это связано с тем, что данное озеро образовалось на поверхности свежей ледосодержащей морены. Факты полного и частичного заполнения озёрных котловин поступающими с ледника наносами отмечались в Приэльбрусье ранее [9].

Понижение поверхности ледников Эльбруса после 1957 г. [7, 28] отразилось на картине реконструированной дренажной сети. В 2017 г. по сравнению с 1957 г. (см. рис. 7) заметно изменились число и площадь замкнутых минимумов в поле гидравлического потенциала при $f = 1$ (при наличии ледника), соответствующих местам возможного скопления воды на ложе. Так, площадь вероятных озёр под ледником Большой Азау увеличилась в 3 раза (или на 67%) на фоне уменьшения толщины льда. С 1957 по 1997 г. поверхность этого ледника понизилась в среднем на 12,6 м, а ледника Джикиуганкез – на 21,9 м [28], а в период 1997–2017 гг. – на 13,5 и 21,5 м соответственно [7]. Но участки ледников, где были смоделированы вероятные подледниковые озёра, находятся в области абляции, где понижение поверхности было значительно выше средних значений за оба периода. Этот факт может объяснить возможное наличие современных подледниковых озёр, так как давления льда стало не хватать, чтобы выжимать всю воду, скапливающуюся в переуглублениях на ложе. На леднике Джикиуганкез, однако, число и площадь вероятных подледниковых озёр к 2017 г., наоборот, снизились в 3,5 раза (или на 74%) при уменьшении толщины льда. Все они оказались приурочены к краевой части современного ледника, где на ложе не обнаружены значительные переуглубления. При этом на освободившемся ото льда участке перед современным языком образовалось не менее девяти озёр с площадями 0,8–65 тыс. м^2, шесть из которых были предсказаны моделью именно в этих местах. В предполье ледника Микельчиран существует озеро площадью 9,1 тыс. м^2, на положение которого указывали данные модели по состоянию на 1957 г., как и современное озеро у языка ледника Малый Азау (см. рис. 7, *б*), которое меняет свои размеры от сезона к сезону.

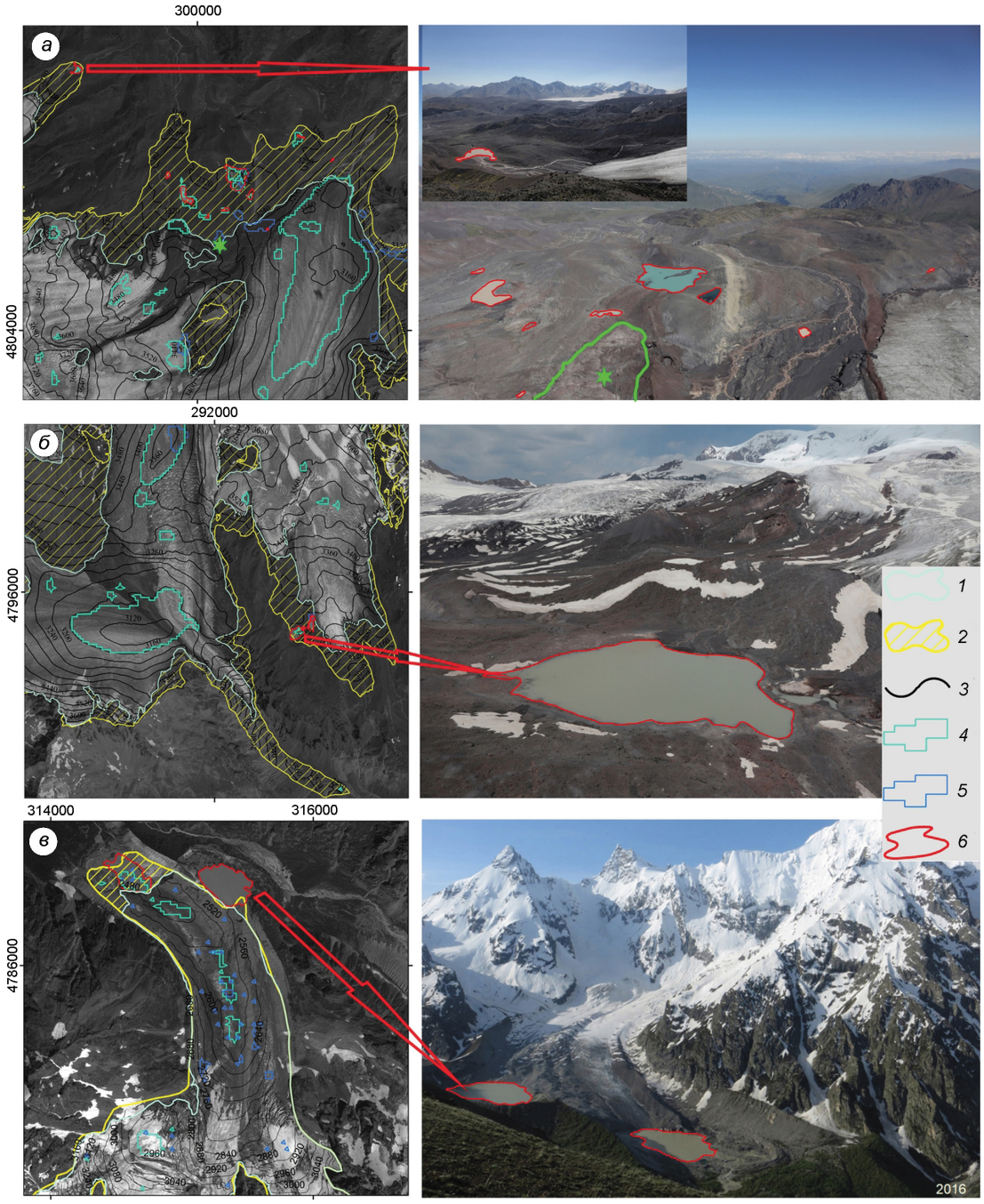

Рис. 7. Положение реконструированных переуглублений на ложе ледников: Микельчиран и Джикиуганкез (*а*), Большой и Малый Азау (1957 г.) (*б*), Башкара (2000 г.) (*в*).

1 – границы ледников в 2017 г.; *2* – исчезнувшие с 1957/2000 по 2017 г. части ледников; *3* – изогипсы коренного ложа ледников; *4* – переуглубления на ложе без ледников ($f = 0$); *5* – переуглубления на ложе при наличии ледников ($f = 1$); *6* – современные приледниковые озёра (выделены также на фотографиях). Зелёной звездой и контуром на фото (*а*) показано положение и примерный контур озера, прорвавшегося 11.08.2006 г. Прямоугольные координаты на картах пересчитаны для проекции UTM WGS-1984, зона 38

Fig. 7. Position of reconstructed bedrock overdeepenings under glaciers: Mikelchiran and Djikiugankez (*a*); Bolshoy and Maliy Azau (1957) (*б*); Bashkara (2000) (*в*).

1 – glacier outlines in 2017; *2* – parts of glaciers that disappeared from 1957/2000 to 2017; *3* – contour lines of the glacier bedrock topography; *4* – bedrock overdeepenings without glaciers ($f = 0$); *5* – bedrock overdeepenings with glaciers ($f = 1$); *6* – modern glacier lakes (also highlighted on photographs). Green star and outline on (*a*) show lake that broke through on 11.08.2006. Rectangular coordinates on the maps are recalculated for UTM WGS-1984 Zone 38 projection

На формирование котловин озёр влияет не только коренной рельеф лавовых потоков, но и наложенный на него рельеф морен. Взаимодействие этих элементов рельефа, образование и разрушение морен может приводить к перестройке поверхностной гидрографической сети, что наблюдалось на северо-восточном склоне Эльбруса с 1950-х годов [32]. Плотины нескольких озёр на Эльбрусе образовались в результате кратковременного наступания ледников в 1990-х годах [10, 28]. Морены, сформированные в результате этого наступания, не могли быть предсказаны по модели ЦМР 1957 г.

Башкара. Модель показала высокий потенциал развития оз. Лапа ниже ледника Башкара в 2000 г. и отсутствие потенциала развития оз. Мизинчик [33], исчезнувшего в 2007 г. [9] (см. рис. 7). Существование крупного озера под языком ледника Башкара предполагалось в конце 1950-х годов. [34]. Современное оз. Лапа, котловина которого в середине XX в. находилась под языком ледника Башкара, реконструируется в поле гидравлического потенциала по состоянию на 2000 г., что подтверждает как возможность существования подлёдного озера в 1950-е годы, так и корректность модели.

Каяарты. Селевые потоки по р. Герхожан-Су в 2000, 2011 и 2017 гг. провоцировались различными по объёму водными импульсами от левого языка ледника Каяарты [35]. Об этом свидетельствует врез в моренных отложениях глубиной до 1,5 м, сформировавшийся в 2000 г. и идущий непосредственно от фронта ледника [36]. Предполагалось, что эти импульсы даёт прорыв внутриледниковых полостей, но однозначного вывода об их происхождении сделано не было [35]. Ситуация на леднике Каяарты в 2000 г. показывает наличие очень небольших понижений на ложе левого языка ледника. Их объём был недостаточен для формирования значимого прорывного паводка. Качество цифровой модели поверхности ледника Каяарты в 2000 г. – низкое, поэтому полностью исключить версию прорыва подледникового озера пока нельзя.

Селевой поток 2011 г. был вызван прорывом внутриледниковой полости или подледникового озера, расположенного в верхнем цирке ледника [37]. Модель демонстрирует два небольших понижения ложа ледника Каяарты в верхнем цирке (см. рис. 6, *а*), прорыв которых мог стать причиной селя 2011 г. Однако она не показывает канал стока из верхнего цирка к левому языку ледника, что, вероятно, объясняется качеством ЦМР и наличием ригеля, но отображает подледниковый канал стока на контакте с правобережной мореной (см. рис. 6, *б*). Именно по этому каналу в 2000 г. прошёл прорывной паводок, оставивший фрагменты селевых террас по контакту ледника с береговой мореной [36]. При отсутствии льда ($f = 0$) этот канал выражен хуже (см. рис. 6, *а*). Можно предположить, что по мере понижения поверхности языка ледника Каяарты роль этого канала снижалась и паводки, вызванные прорывом полостей по нему, становились менее значимы. На уменьшение объёма прорывов вод с ледника в 2011 и 2017 гг. по сравнению с 2000 г. указывалось и ранее. Судя по данным аэровизуального обследования, в 2017 г. селевой поток был вызван водным импульсом не только из боковой, но и из центральной зоны ледника [33]. Это также могло быть следствием ослабления роли правого подледникового канала и усиления роли центрального канала, происходящих в результате уменьшения толщины льда.

Заключение

На основе данных наземного и воздушного радиолокационного зондирования, а также использования глобальных моделей толщины льда [16] мы выявили участки возможного формирования озёр (замкнутые понижения на ложе) на коренном ложе ряда ледников Приэльбрусья. На основе реконструкции ложа ледников Большой Азау и Джикиуганкез по топографической карте 1957 г. проведена проверка метода. На месте исчезнувших к 2017 г. частей ледников из 13 смоделированных замкнутых углублений ложа семь были предсказаны по гидравлическому потенциалу и им соответствуют семь существующих в настоящее время озёр. Шесть замкнутых углублений на ложе ледника Джикиуганкез по состоянию на 1957 г. в настоящее время отсутствуют, что может быть связано как с погрешностями самой модели и исходной ЦМР, так и с заполнением озёр наносами. Ретроспективное моделирование ложа ледника Башкара по ЦМР 2000 г. отобразило потенциал роста оз. Лапа и отсутствие потенциала роста оз. Ми-

зинчик, позже заполненного наносами. Ретроспективное моделирование ложа ледника Каяарты по ЦМР 2000 г. не дало однозначного ответа о возможности прорыва подледникового озера как импульса к формированию катастрофического селя летом 2000 г.

Установлено, что при полном исчезновении ледников Большой Азау, Джикиуганкез и Башкара на их ложе может сформироваться не менее 11 новых озёр общей площадью около 1,7 км^2 и средней глубиной 8 м. При этом самые глубокие озёра окажутся в современной области абляции ледника Большой Азау в интервале высот 3100–3400 м. Самое крупное по площади (1 км^2) ледниковое озеро образуется на месте языка ледника Джикиуганкез, его максимальная глубина будет достигать 40 м при среднем значении 7,2 м.

В современных условиях под ледниками также возможно существование участков, заполненных водой. Как показало моделирование, такие участки есть на всех исследованных ледниках, но их число, а главное плановые размеры отличаются. Давление льда резко уменьшает площадь подледниковых озёр, переуглубления на ложе заполняются льдом, а вода может концентрироваться в них только при существенном снижении давления. Учитывая разрешение воздушной радиолокационной съёмки (ледники Большой Азау и Джикиуганкез), отсутствие радиолокационных данных для ледника Каяарты, ошибки ЦМР и погрешности при интерполяции толщины льда, приведённые оценки могут содержать неточности. Проведение детальной наземной радиолокационной съёмки позволит получить достоверные количественные данные и уточнить размеры вероятных озёр под ледниками Большой Азау, Джикиуганкез и Каяарты.

Благодарности. Статья подготовлена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, проект № 18-05-00520, картографические работы проводились в рамках темы Государственного задания № 0148-2019-0004. Стереопара космических снимков SPOT-7 получена при помощи Геопортала МГУ имени М.В. Ломоносова. Стереопара и ЦМР Pléiades на 2017 г. были предоставлены Французским Космическим Агентством (CNES) в рамках программы по наблюдениям ледников из космоса с использованием спутников «Плеяды» (Pléiades Glacier Observatory). Авторы благодарны рецензентам М.Д. Докукину и Ю.Я. Мачерету за ценные конструктивные замечания, учёт которых позволил улучшить качество статьи.

Acknowledgments. This paper was prepared with the support of the Russian Foundation for Basic Research, project № 18-05-00520, cartographic work was funded within the State assignment scientific theme (№ 0148-2019-0004). The stereo pair of satellite images SPOT-7 was obtained using the Geoportal of Lomonosov Moscow State University. The 2017 Stereopair and Pléiades DEM were provided by the French Space Agency (CNES) as part of the Pléiades Glacier Observatory satellite program for observing glaciers from space. Authors thank M.D. Dokukin and Yu.Ya. Macheret for valuable constructive comments which significantly improved quality of the paper.

Литература

1. *Harrison S., Karge J.S., Hugge, C., Reynolds J., Shugar D.H., Betts R.A., Emmer A., Glasser N., Haritashya U.K., Klimeš J., Reinhardt L., Schaub Y., Wiltshire A., Regmi D., Vilímek V.* Climate change and the global pattern of moraine-dammed glacial lake outburst floods // The Cryosphere. 2018. V. 12. P. 1195–1209. doi: org/10.5194/tc-12-1195-2018.
2. *Kapitsa V., Shahgedanova M., Machguth H., Severskiy I., Medeu A.* Assessment of evolution and risks of glacier lake outbursts in the Djungarskiy Alatau, Central Asia, using Landsat imagery and glacier bed topography modeling // Natural Hazards Earth System Sciences. 2017. V. 17. P. 1837–1856. doi: org/10.5194/nhess-17-1837-2017.

References

1. *Harrison S., Karge J.S., Hugge, C., Reynolds J., Shugar D.H., Betts R.A., Emmer A., Glasser N., Haritashya U.K., Klimeš J., Reinhardt L., Schaub Y., Wiltshire A., Regmi D., Vilímek V.* Climate change and the global pattern of moraine-dammed glacial lake outburst floods. The Cryosphere. 2018, 12: 1195–1209. doi: org/10.5194/tc-12-1195-2018.
2. *Kapitsa V., Shahgedanova M., Machguth H., Severskiy I., Medeu A.* Assessment of evolution and risks of glacier lake outbursts in the Djungarskiy Alatau, Central Asia, using Landsat imagery and glacier bed topography modeling. Naural Hazards Earth System Sciences. 2017, 17: 1837–1856. doi: org/10.5194/nhess-17-1837-2017.
3. *Buckel Z.J., Otto J.-C., Prasicek G., Keuschnig M.* Glacial lakes in Austria – Distribution and formation since

3. *Buckel Z.J., Otto J.-C., Prasicek G., Keuschnig M.* Glacial lakes in Austria – Distribution and formation since the Little Ice Age // Global and Planetary Change. 2018. V. 164. P. 39–51. doi: org/10.1016/j.gloplacha.2018.03.003.
4. *Флейшман С.М. Сели*. Л.: Гидрометеоиздат, 1978. 312 с.
5. *Петраков Д.А.* Опасные гляциальные процессы и защита от них // Геориск. 2010. № 2. С. 6–14.
6. *Tielidze L.G., Wheate R.D.* The Greater Caucasus Glacier Inventory (Russia, Georgia and Azerbaijan) // The Cryosphere. 2018. V. 12. P. 81–94. doi: org/10.5194/tc-12-81-2018.
7. *Kutuzov S., Lavrentiev I., Smirnov A., Nosenko G., Petrakov D.* Volume changes of Elbrus glaciers from 1997 to 2017 // Frontiers in Earth Science. 2019. V. 7. № 153. P. 1–16. doi: org/10.3389/feart.2019.00153.
8. *Панов В.Д.* Эволюция современного оледенения Кавказа. СПб.: Гидрометеоиздат, 1993. 432 с.
9. *Petrakov D.A., Tutubalina O.V., Aleinikov A.A., Chernomorets S.S., Evans S.G., Kidyaeva V.M., Krylenko I.N., Norin S.V., Shakhmina M.S., Seynova I.B.* Monitoring of Bashkara glacier lakes (Central Caucasus, Russia) and modelling of their potential outburst // Natural Hazards. 2012. V. 61. № 3. P. 1293–1316.
10. *Докукин М.Д., Хаткутов А.В.* Озёра у ледника Малый Азау на Эльбрусе: динамика и прорывы // Лёд и Снег. 2016. № 56. № 4. С. 472–479. doi: org/10.15356/2076-6734-2016-4-472-479.
11. *Черноморец С.С., Петраков Д.А., Алейников А.А., Беккиев М.Ю., Висхаджиева К.С., Докукин М.Д., Калов Р.Х., Кидяева В.М., Крыленко В.В., Крыленко И.В., Крыленко И.Н., Рец Е.П., Савернюк Е.А., Смирнов А.М.* Прорыв озера Башкара (Центральный Кавказ, Россия) 1 сентября 2017 года // Криосфера Земли. 2018. Т. 22. № 2. С. 70–80. doi: org/10.21782/KZ1560-7496-2018-2(70-80).
12. *Frey H., Haeberli W., Linsbauer A., Huggel C., Paul A.* A multilevel strategy for anticipating future glacier lake formation and associated hazard potentials // Natural Hazards and Earth System Sciences. 2010. V. 10. P. 339–352. doi: org/10.5194/nhess-10-339-2010.
13. *Huggel C., Kääb A., Haeberli W., Teysseire P., Paul F.* An assessment procedure for glacial hazards in the Swiss Alps // Canadian Geotechnical Journ. 2004. V. 41. № 6. P. 1068–1083. doi.org/10.1139/t04-053.
14. *Cook J., Oreskes N., Doran P.T., Anderegg W.R., Verheggen B., Maibach E.W., Nuccitelli D.* Consensus on consensus: A synthesis of consensus estimates on human-caused global warming // Environmental Research Letters. 2016. V. 11. 048002. doi: org/10.1088/1748-9326/11/4/048002.
15. *Linsbauer A., Frey H., Haeberli W., Machguth H., Azam M.F., Allen S.* Modelling glacier-bed overdeepenings and possible future lakes for the glaciers in the Himalaya-Karakoram region // Annals of Glaciology. 2016. V. 57. № 71. P. 119–130. doi: org/10.3189/2016AoG71A627.

the Little Ice Age. Global and Planetary Change. 2018, 164: 39–51. doi: org/10.1016/j.gloplacha.2018.03.003.
4. *Fleishman S.M. Seli.* Mudflows. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1978: 312 p. [In Russian]
5. *Petrakov D.A.* Dangerous glacial processes and protection from them. *Georisk*. Georisk. 2010, 2: 6–14. [In Russian].
6. *Tielidze L.G., Wheate R.D.* The Greater Caucasus Glacier Inventory (Russia, Georgia and Azerbaijan). The Cryosphere. 2018, 12: 81–94. https://doi.org/10.5194/tc-12-81-2018.
7. *Kutuzov S., Lavrentiev I., Smirnov A., Nosenko G., Petrakov D.* Volume changes of Elbrus glaciers from 1997 to 2017. Frontiers in Earth Science. 2019, 7 (153): 1–16. doi: org /10.3389/feart.2019.00153.
8. *Panov V.D. Evolutsia sovremennogo oledeneniya Kavkaza*. Evolution of modern glaciation of Caucasus. SPb.: Hydrometeoizdat, 1993: 432 p. [In Russian].
9. *Petrakov D.A., Tutubalina O.V., Aleinikov A.A., Chernomorets S.S., Evans S.G., Kidyaeva V.M., Krylenko I.N., Norin S.V., Shakhmina M.S., Seynova I.B.* Monitoring of Bashkara glacier lakes (Central Caucasus, Russia) and modelling of their potential outburst. Natural Hazards. 2012, 61 (3): 1293–1316.
10. *Dokukin M.D., Khatkutov A.V.* Lakes near the glacier Maliy Azau on the Elbrus (Central Caucasus): dynamics and outbursts. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2016, 56 (4): 472–479. doi: org/10.15356/2076-6734-2016-4-472-479. [In Russian].
11. *Chernomorets S.S., Petrakov D.A., Aleynikov A.A., Bekkiev M.Y., Viskhadzhieva K.S., Dokukin M.D., Kalov R.K., Kidyaeva V.M., Krylenko V.V., Krylenko I.V., Krylenko I.N., Rets E.P., Savernyuk E.A., Smirnov A.M.* The outburst of Bashkara glacier lake (Central Caucasus, Russia) on September 1, 2017. *Kriosfera Zemli*. Earth's Cryosphere. 2018, 22 (2): 70–80. doi: org/10.21782/KZ1560-7496-2018-2(70-80). [In Russian].
12. *Frey H., Haeberli W., Linsbauer A., Huggel C., Paul A.* A multilevel strategy for anticipating future glacier lake formation and associated hazard potentials. Natural Hazards and Earth System Sciences. 2010, 10: 339–352. doi: org/10.5194/nhess-10-339-2010.
13. *Huggel C., Kääb A., Haeberli W., Teysseire P., Paul F.* An assessment procedure for glacial hazards in the Swiss Alps. Canadian Geotechnical Journ. 2004, 41 (6): 1068–1083. doi: org/10.1139/t04-053.
14. *Cook J., Oreskes N., Doran P.T., Anderegg W.R., Verheggen B., Maibach E.W., Nuccitelli D.* Consensus on consensus: A synthesis of consensus estimates on human-caused global warming. Environmental Research Letters. 2016, 11: 048002. doi: org/10.1088/1748-9326/11/4/048002.
15. *Linsbauer A., Frey H., Haeberli W., Machguth H., Azam M.F., Allen S.* Modelling glacier-bed overdeepenings and possible future lakes for the glaciers in the Himalaya-Karakoram region. Annals of Glaciology. 2016, 57 (71): 119–130. doi: org/10.3189/2016AoG71A627.
16. *Farinotti D., Huss M., Fürst J.J., Landmann J., Machguth H., Maussion F., Pandit A.* A consensus esti-

16. *Farinotti D., Huss M., Fürst J.J., Landmann J., Machguth H., Maussion F., Pandit A.* A consensus estimate for the ice thickness distribution of all glaciers on Earth // Nature Geoscience. 2019. V. 12. P. 168–173. doi: 10.1038/s41561-019-0300-3.
17. *Мачерет Ю.Я.* Радиозондирование ледников. М.: Научный мир, 2006. 389 с.
18. *Кутузов С.С., Лаврентьев И.И., Василенко Е.В., Мачерет Ю.Я., Петраков Д.А., Попов Г.В.* Оценка объёма ледников Большого Кавказа по данным радиозондирования и моделирования // Криосфера Земли. 2015. № 19. № 1. С. 78–88.
19. *Мачерет Ю.Я., Берикашвили В.Ш., Василенко Е.В., В.Г. Соколов.* Широкополосный импульсный радар для зондирования ледников с оптическим каналом синхронизации и цифровой обработкой сигналов // Датчики и Системы. 2006. № 12. С. 2–8.
20. *Vasilenko E.V., Machio F., Lapazaran J.J., Navarro F.J., Frolovskiy K.* A compact lightweight multipurpose ground-penetrating radar for glaciological applications // Journ. of Glaciology. 2011. V. 57. P. 1113–1118. doi: org/10.3189/002214311798843430.
21. *Василенко Е.В., Глазовский А.Ф., Лаврентьев И.И., Мачерет Ю.Я.* Изменение гидротермической структуры ледников Восточный Грёнфьорд и Фритьоф на Шпицбергене // Лёд и Снег. 2014. № 1 (125). С. 5–19. doi: org/10.15356/2076-6734-2014-1-5-19.
22. *Martín-Español A., Vasilenko E., Navarro F., Otero J., Lapazaran J., Lavrentiev I., Machío F.* Radio-echo sounding and ice volume estimates of western Nordenskiöld Land glaciers, Svalbard // Annals of Glaciology. 2013. V. 54. № 64. P. 211–217. doi: org/10.3189/2013AoG64A109.
23. *Lapazaran J.J., Otero J., Martín-Español A., Navarro F.J.* On the errors involved in ice-thickness estimates I: Ground-penetrating radar measurement errors // Journ. of Glaciology. 2016. V. 62. № 236. P. 1008–1020. doi: org/10.1017/jog.2016.93.
24. *Lapazaran J.J., Otero J., Martín-Español A., Navarro F.J.* On the errors involved in ice-thickness estimates II: Errors in digital elevation models of ice thickness // Journ. of Glaciology. 2016. V. 62. № 236. P. 1021–1029. doi: org/10.1017/jog.2016.94.
25. *Berthier E., Vincent C., Magnússon E., Gunnlaugsson P., Pitte P., Le Meur E., Masiokas M., Ruiz L., Pálsson F., Belart J.M.C., Wagnon P.* Glacier topography and elevation changes derived from Pléiades sub-meter stereo images // The Cryosphere. 2014. V. 8. P. 2275–2291. doi: org/10.5194/tc-8-2275-2014.
26. *Rabus B., Eineder M., Roth A., Bamler R.* The shuttle radar topography mission-a new class of digital elevation models acquired by spaceborne radar // ISPRS Journ. of Photogrammety. 2003. V. 57. P. 241–262. doi: org/10.1016/S0924-2716(02)00124-7.

mate for the ice thickness distribution of all glaciers on Earth. Nature Geoscience. 2019, 12: 168–173. doi: 10.1038/s41561-019-0300-3.
17. *Macheret Yu.Ya. Radiozondirovanie lednikov.* Radio-echo sounding of glaciers. Moscow: Nauchnyi Mir, 2006: 389 p. [In Russian].
18. *Kutuzov S.S., Lavrentiev I.I., Vasilenko E.V., Macheret Yu.Ya., Petrakov D.A., Popov G.V.* Estimation of the Greater Caucasus glaciers volume using radio-echo sounding data and modelling. *Kriosfera Zemli.* Earth's Cryosphere. 2015, 19 (1): 78–88. [In Russian].
19. *Macheret Yu.Ya., Berikashvili V.S., Vasilenko E.V., Sokolov V.G.* Broadband pulse radar for sounding glaciers with optical synchronization channel and digital signal processing. *Datchiki i Sistemy.* Sensors and Systems. 2006, 12: 2–8. [In Russian].
20. *Vasilenko E.V., Machio F., Lapazaran J.J., Navarro F.J., Frolovskiy K.* A compact lightweight multipurpose ground-penetrating radar for glaciological applications. Journ. of Glaciology. 2011, 57: 1113–1118. doi: org/10.3189/002214311798843430
21. *Vasilenko E.V., Glazovsky A.F., Lavrentiev I.I., Macheret Y.Y.* Changes of hydrothermal structure of Austre Grønfjordbreen and Fridtjovbreen Glaciers in Svalbard. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2014, 1 (125): 5–19. doi: org/10.15356/2076-6734-2014-1-5-19. [In Russian].
22. *Martín-Español A., Vasilenko E., Navarro F., Otero J., Lapazaran J., Lavrentiev I., Machío F.* Radio-echo sounding and ice volume estimates of western Nordenskiöld Land glaciers, Svalbard. Annals of Glaciology. 2013, 54 (64): 211–217. doi: org/10.3189/2013AoG64A109.
23. *Lapazaran J.J. Otero J., Martín-Español A., Navarro F.J.* On the errors involved in ice-thickness estimates I: Ground-penetrating radar measurement errors. Journ. of Glaciology. 2016, 62 (236): 1008–1020. doi: org/10.1017/jog.2016.93.
24. *Lapazaran J.J., Otero J., Martín-Español A., Navarro F.J.* On the errors involved in ice-thickness estimates II: Errors in digital elevation models of ice thickness. Journ. of Glaciology. 2016, 62 (236): 1021–1029. doi: org/10.1017/jog.2016.94.
25. *Berthier E., Vincent C., Magnússon E., Gunnlaugsson P., Pitte P., Le Meur E., Masiokas M., Ruiz L., Pálsson F., Belart J.M.C., Wagnon P.* Glacier topography and elevation changes derived from Pléiades sub-meter stereo images. The Cryosphere. 2014, 8: 2275–2291. doi: org/10.5194/tc-8-2275-2014.
26. *Rabus B., Eineder M., Roth A., Bamler R.* The shuttle radar topography mission-a new class of digital elevation models acquired by spaceborne radar. ISPRS Journ. of Photogrammety. 2003, 57: 241–262. doi: org/10.1016/S0924-2716(02)00124-7.
27. *Berthier E., Arnaud Y., Vincent C., Rémy F.* Biases of SRTM in high-mountain areas: Implications for the monitoring of glacier volume changes.

27. *Berthier E., Arnaud Y., Vincent C., Rémy F.* Biases of SRTM in high-mountain areas: Implications for the monitoring of glacier volume changes // Geophys. Research Letters. 2016. V. 33. L08502. doi: org/10.1029/2006GL025862.
28. *Золотарёв Е.А.* Эволюция оледенения Эльбруса. Картографо-аэрокосмические технологии гляциологического мониторинга. М.: Научный мир, 2009. 238 с.
29. *Copland L., Sharp M.* Radio-echo sounding determination of polythermal glacier hydrology // Eighth Intern. Conf. on Ground Penetrating Radar. Gold Coast, Australia. 2000. SPIE Proc. 4084. P. 59–64.
30. *Petrakov D.A., Krylenko I.V., Chernomorets S.S., Tutubalina O.V., Krylenko I.N., Shakhmina M.S.* Debris flow hazard of glacial lakes in the Central Caucasus. Eds.: Chen C.-L., Major J. // Debris-Flow Hazards Mitigation: Mechanics, Prediction, and Assessment. Millpress, Rotterdam. 2007. P. 703–714.
31. *Багов А.М., Докукин М.Д., Савернюк Е.А., Толстель С.В.* О динамике ледников и приледниковых озёр в верховьях р. Бирджалысу и о возможном варианте селезащиты курорта «Джилысу» (северо-восточный склон Эльбруса) // Селевые потоки: катастрофы, риск, прогноз, защита. Тр. Междунар. конф. Пятигорск, Россия, 22–29 сентября 2008 г. С. 293–296.
32. *Докукин М.Д., Савернюк Е.А., Багов А.М., Маркина А.В.* О перестройке гидрографической сети северо-восточного подножия Эльбруса // Лёд и Снег. 2012. № 2 (118). С. 22–30. doi: org/10.15356/2076-6734-2012-2-23-30.
33. *Черноморец С.С., Тутубалина О.В., Алейников А.А.* Новые селеопасные озёра у края ледника Башкара на Центральном Кавказе // МГИ. 2003. Т. 95. С. 153–160.
34. *Дубинский Г.П., Снегур И.П.* Физико-географические особенности верховьев р. Баксан и метеорологические наблюдения на леднике Башкара // Материалы Кавказской экспедиции (по программе МГГ). Т. III. Харьков: изд. Харьковского ун-та, 1961. С. 215–285.
35. *Докукин М.Д., Беккиев М.Ю., Богаченко Е.М., Калов Р.Х., Савернюк Е.А., Хаджиев М.М.* Селевые потоки 14–15 августа 2017 г. в бассейне р. Герхожан-Су (Центральный Кавказ): условия и причины формирования, динамика, последствия // Геориск. 2018. Т. 12. № 3. С. 82–94.
36. *Черноморец С.С.* Селевые очаги до и после катастроф. М.: Научный мир, 2005. 184 с.
37. *Докукин М.Д., Черноморец С.С., Сейнова И.Б., Богаченко Е.М., Савернюк Е.А., Тутубалина О.В., Дробышев В.Н., Феоктистова И.Г., Михайлов В.О., Колычев А.Г.* О селях 2011 года на северном склоне Центрального Кавказа // Геориск. 2013. № 2. С. 30–40.

Geophys. Research Letters. 2016, 33: L08502. doi: org/10.1029/2006GL025862.
28 *Zolotarev E.A. Evolutsiya oledeneniya Elbrusa*. Evolution of Elbrus Glaciation. Moscow: Nauchnyi Mir, 2009: 238 p. [In Russian].
29. *Copland L., Sharp M.* Radio-echo sounding determination of polythermal glacier hydrology. Eighth Intern. Conf. on Ground Penetrating Radar. Gold Coast, Australia. 2000, SPIE Proc. 4084: 59–64.
30. *Petrakov D.A., Krylenko I.V., Chernomorets S.S., Tutubalina O.V., Krylenko I.N., Shakhmina M.S.* Debris flow hazard of glacial lakes in the Central Caucasus. Eds.: Chen C.-L., Major J. Debris-Flow Hazards Mitigation: Mechanics, Prediction, and Assessment. Millpress, Rotterdam. 2007: 703–714.
31. *Bagov A.M., Dokukin M.D., Savernyuk E.A., Tolstel S.V.* Dynamics of glaciers and proglacial lakes in the headwaters of Birdzhalysu River and a possible design for protection against debris flows in the Dzhilysu resort (north-east flank of Mt. Elbrus). *Selevye potoki: katastrofy, risk, prognoz, zashchita. Trudy Mezhdunarodnoy konferentsii*. Debris Flows: Disasters, Risk, Forecast, Protection. Proc. of the Intern. Conf. Pyatigorsk, Russia, 22–29 September 2008: 293–296. [In Russian].
32. *Dokukin M.D., Savernyuk E.A., Bagov A.M., Markina A.V.* On the restructuring of drainage network of the base of mount Elbrus. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2012, 2 (118): 22–30. doi: org/10.15356/2076-6734-2012-2-23-30. [In Russian].
33. *Chernomorets S.S., Tutubalina O.V., Aleinikov A.A.* New mudflow-hazardous lakes at the margin of Bashkara Glacier, Central Caucasus. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 2003, 95: 153–160. [In Russian].
34. *Dubinsky G.P., Snegur I.P.* Physical geography features of the upper Baksan River valley and meteorological observations at Bashkara Glacier. *Materialy Kavkazskoy ekspeditsii (po programme MGG)*. Data of the Caucasian Expedition within the International Geophysical Year framework. T. 3. Kharkov: Izdatelstvo Kharkovskogo Universiteta, 1961: 215–285. [In Russian].
35. *Dokukin M.D., Bekkiev M.Yu., Bogachenko E.M., Kalov R.K., Savernyuk E.A., Khadjiev M.M.* Debris flows 14 and 15 August, 2017 in the basin of Gerkhozhan-Su river (Central Caucasus): conditions and causes of formation, dynamics, consequences. *Georisk*. Georisk. 2018, 12 (3): 82–94. [In Russian].
36. *Chernomorets S.S. Selevye ochagi do i posle katastrof.* Origination sites of debris flow disasters: before and after. Moscow: Nauchniy Mir, 2005: 184 p. [In Russian].
37. *Dokukin M.D., Chernomorets S.S., Seinova I.B., Bogachenko E.M., Savernyuk E.A., Tutubalina O.V., Drobyshev V.N., Feoktistova I.G., Mikhailov V.O., Kolychev A.G.* The 2011 debris flows on the northern slope of Central Caucasus. *Georisk*. Georisk. 2013, 2: 82–94. [In Russian].