

УДК 551.324.86

## Динамика оледенения Казахстанского Алтая за 60 лет

© 2014 г. Е.Н. Вилесов<sup>1</sup>, И.В. Северский<sup>2</sup>, В.И. Морозова<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Казахский национальный университет имени аль-Фараби, Алматы; <sup>2</sup>Институт географии Министерства образования и науки Республики Казахстан, Алматы; <sup>3</sup>Казахстанское агентство прикладной экологии, Алматы  
*e\_vilesov@inbox.ru*

## Dynamics of glaciation in the Kazakh part of Altai during 60 years

E.N. Vilesov<sup>1</sup>, I.V. Seversky<sup>2</sup>, V.I. Morozova<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Al-Farabi Kazakh National University, Almaty; <sup>2</sup>Institute of Geography, Ministry of Education and Science of the Republic of Kazakhstan, Almaty; <sup>3</sup>Kazakhstan Agency of Applied Ecology, Almaty

*Статья принята к печати 4 февраля 2014 г.*

*Баланс массы ледников, деградация оледенения, Каталог ледников, ледниковый сток.  
Degradation of glaciers, glacial runoff, Glacier Inventory, glacier mass balance.*

Рассматриваются изменения размеров оледенения Казахстанского Алтая за 60 лет (1950–2011 гг.). Основой служило сравнение их морфометрических характеристик, полученных при каталогизации в 1950–1955 и 2011 гг. За 60 лет площадь оледенения сократилась на 33,2 км<sup>2</sup> (46,5%), а объём ледников – на 1,25 км<sup>3</sup> (52%). Среднее значение баланса массы ледников составило –34,2 г/см<sup>2</sup>. Безвозвратная потеря массы со всей площади ледников равна 20,5 м в слое воды. Сокращение размеров оледенения заметно не повлияло на водные ресурсы бассейна р. Иртыш.

Changes of glacierization in the Kazakh part of Altai are analyzed for the period 1950–2011. The analysis is based on comparison between two groups of morphometric characteristics. The first group was obtained in 1950–1955 as a result of glacier inventory in the former USSR. The second group is data of 2011 based on the LANDSAT images. The losses of ice in this area over the 60 year period are as follows: number of glaciers reduced by 64%, glacier area reduced by 33.2 km<sup>2</sup> (46.5%), and the ice volume diminished by 1.25 km<sup>3</sup> (52%).

### Введение

Глобальное потепление климата, обусловленное как естественными, так и антропогенными причинами, заметно влияет на состояние горно-ледниковых систем Центральной Азии, в том числе расположенных на северо-востоке Казахстана – в Казахстанском Алтае. Достаточно быстрое изменение размеров современного оледенения требует детального исследования пространственно-временных колебаний горных ледников, а также изучения влияния этих колебаний на изменение водных ресурсов в районах с развитым оледенением. Ледники всех морфологических типов – от долинных до висячих и каровых – подчиняются общеклиматическому режиму баланса тепла и влаги, но каждый ледник «живёт» в присутствии только ему условиях питания и абляции. Поэтому оценка изменений состояния оледенения, темпов изменения (сокращения) площадей и объёмов льда обычно выполняется для ледниковых систем в целом, насчитывающих сотни ледников. Эта задача решается путём составления Каталогов ледников на разные временные срезы.

Цель этой работы – изучение динамики современного оледенения в бассейнах рек с ледниковым питанием на основе регионального мониторинга, а также исследование закономерностей пространственно-временной изменчивости состояния этой внутриконтинентальной леднико-

вой системы за последние десятилетия в связи с изменением климата.

### Материалы и методы исследований

Хребты Казахстанского Алтая протянулись на 300 км (по прямой) с запада на восток между 83–87° в.д. в пределах 49–50° с.ш. (рис. 1). В 1960–70-е годы в рамках Всесоюзной программы по инвентаризации ледников был составлен полный Каталог ледников казахстанской части Алтая [5]. Все морфометрические показатели ледников, их площадные и линейные размеры, абсолютные высоты характерных точек получены путём картометрического анализа топографической основы масштаба 1:100 000 с привлечением материалов аэрофотосъёмки 1950–1955 гг. согласно рекомендациям «Руководства по составлению Каталога ледников» [13]. Точность определения площади ледников составляла 0,1 км<sup>2</sup>, их длины – 0,1 км, высоты их концов и высших точек, а также фирновой линии – 10 м. По данным [5], в речных бассейнах Казахстанского Алтая в середине XX в. было 328 ледников общей площадью 72,3 км<sup>2</sup> (без льдов, погребённых под моренами). В начале 1970-х годов часть территории верховьев р. Каба, где имелось пять ледников площадью 0,9 км<sup>2</sup>, отошла к КНР. Поэтому в то время на рассматриваемой территории было 323 ледника площадью 71,4 км<sup>2</sup> и объёмом 2,4063 км<sup>3</sup>.

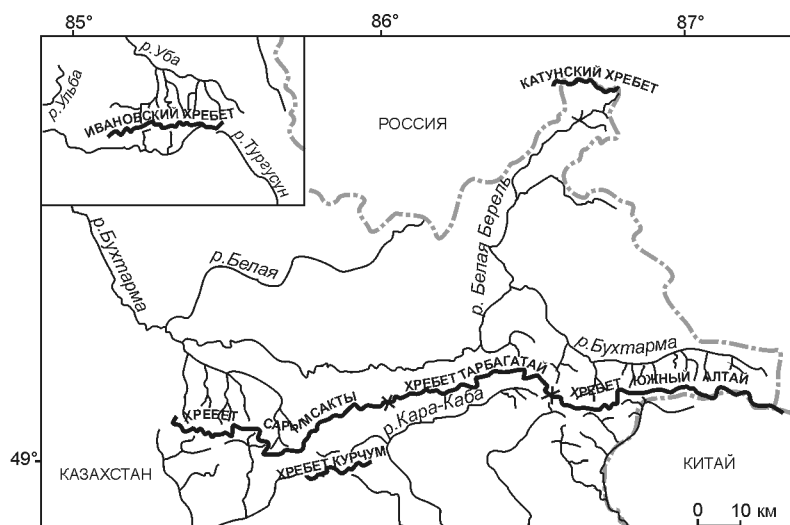


Рис. 1. Орогидрография Казахстанского Алтая  
Fig. 1. Orohydrographic map of Kazakhstan Altai

Основой для объективного суждения о степени и темпах деградации оледенения Казахстанского Алтая послужили данные о его состоянии за два «реперных» года – 1950 и 2011. Для 1950 г. использованы материалы аэрофотосъёмки, а для 2011 г. – космические снимки Landsat с разрешением 15 м, обработанные с помощью ГИС-технологий (программные пакеты MapInfo, ArcGIS и др.) и метода цифрового картографирования. Эта методика достаточно подробно рассмотрена в нашей работе [3]. Для 2011 г. составлены новый Каталог ледников и карта оледенения в масштабе 1:25 000 (находится в фондах Института географии МОН РК), анализ которых позволил установить сокращение площадей ледников и объёма льда за 60 лет.

### Результаты исследований и их обсуждение

Горно-ледниковые бассейны Казахстанского Алтая лежат в верховьях правых притоков р. Иртыш – рек Каба, Бухтарма, Ульба и Уба. Развитию оледенения способствуют широтное расположение хребтов, их большие абсолютные высоты и расчленённость рельефа. Климатические условия района определяются его глубоким внутриконтинентальным положением и непосредственной близостью к оси Воейкова. Годовое количество осадков в горах составляет 800–1000 мм, а на высоте границы питания (2700–2800 м), по расчётам В.В. Севастьянова и Л.Н. Шантыковой [14], 1400–1500 мм. Максимальное годовое количество осадков выпадает в районах горного массива Белухи и Ивановского хребта (2000–2500 мм) [6, 12], при этом на май–июнь приходится более 40% их годовой суммы. Высокая снежность гор Казахстанского Алтая вызывает их интенсивную лавинную ак-

тивность. В среднем за зимний период (с ноября по апрель–май) здесь сходит более 1600 лавин [15]. В отдельные годы наблюдается резкий всплеск лавинной активности, проявляющийся в массовом сходе катастрофических лавин, причиняющих значительный материальный ущерб. Объёмы крупных мокрых лавин в бассейнах рек Громотуха и Ульба достигают многих сотен тысяч кубических метров, а в многоснежные годы превышают 1 млн м<sup>3</sup>. Лавины перегораживают днища речных долин (даже такой крупной реки, как Уба) мощными снежниками, таяние которых затягивается до конца июля – начала августа. Практически ежегодно лавины перекрывают автодорогу Усть-Каменогорск – Зыряновск в районе снеголавинной станции «Серебрянск».

Средняя годовая температура воздуха в гляциальной зоне равна  $-5 \div -7$  °С; средняя температура января составляет  $-18 \div -20$  °С, июля  $8-10$  °С. Минимальные температуры зимой опускаются ниже  $-40$  °С, а максимальные температуры летом достигают 25 °С. Летом температура в этой зоне понижается на  $5-7$  °С/км. Из-за относительно небольшого размера исследуемой территории климатические различия между отдельными её частями невелики. По данным Ю.К. Нарожного [9], в последние десятилетия на всей территории Горного Алтая отмечается значимый рост средних годовых температур воздуха. Об этом свидетельствует и межгодовой ход температуры воздуха на гидрометеостанции (ГМС) Усть-Каменогорск, расположенной в центре Казахстанского Алтая, за 1941–2009 гг. (рис. 2). В высокогорье температура увеличивается во все сезоны года, кроме осени. При этом ледники, как правило, испыты-

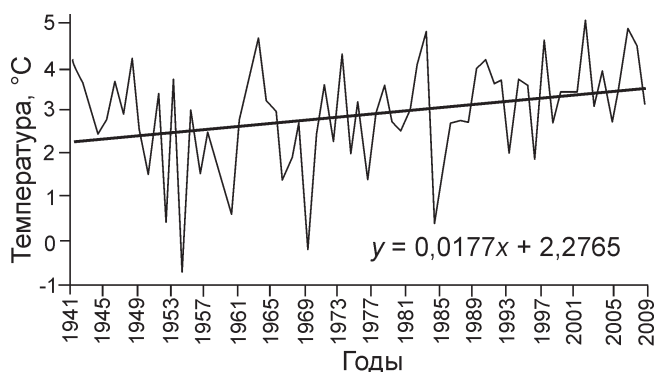


Рис. 2. Межгодовой ход температуры воздуха по данным ГМС Усть-Каменогорск и линия тренда за 1941–2009 гг.

Fig. 2. Interannual variations of air temperature at the weather station Ust-Kamenogorsk and the trend line for 1941–2009

вают значительный, а иногда и катастрофический дефицит массы.

**Бассейн р. Каба** расположен в пределах Южного Алтая – горной системы, вытянутой в широтном направлении к западу от горного узла Таван-Богдо-Ола. В истоках р. Кара-Каба Южный Алтай делится на две ветви: северную – хребты Тарбагатай и Сарымсакты и южную, включающую в себя хребты Сар-Тарбагатай, Джеты-Кизень и далее к западу – Курчумский. Абсолютные высоты Южного Алтая достигают 3000–3300 м. Высшая точка хребта (3480 м) находится в истоках р. Арасан-Каба, где и сосредоточены почти все ледники бассейна р. Каба. Современные ледники этого бассейна приурочены к осевой части хр. Южный Алтай и его отрогам. В 1950 г. здесь насчитывалось 82 ледника площадью  $F_{л}$ , равной 11,1 км<sup>2</sup>, и объёмом  $V$ , рассчитанным по формуле Н.В. Ерасова [4]  $V = 0,027 F_{л}^{1,5}$ , равном 0,1539 км<sup>3</sup>. При этом из 82 ледников 42 представлены миниатюрными ледниковыми образованиями суммарной площадью 1,2 км<sup>2</sup> при средней площади ледничка менее 0,03 км<sup>2</sup>. Такие леднички, находящиеся на последней степени угасания, М.В. Тронов [16] называл «остаточными оледенелыми скоплениями в карах». Безусловно, они уже тогда, 60 лет назад, были бесспорными кандидатами на их скорое стаивание.

Оценка современного состояния ледников показала, что к 2011 г. на территории бассейна р. Каба полностью растаяли 54 малых ледничка площадью порядка 0,1 км<sup>2</sup> и менее каждый, т.е. число ледников здесь за эти годы сократилось на 66%. Особенно заметно, в 4 раза, уменьшилось их число в бассейне р. Кара-Каба – с 24 до 6. В настоящее время из 82 ледников, учтённых в 1950 г., сохранилось

лишь 28. Эти 28 ледников разбросаны на обширной территории, где общее протяжение хребтов, поднимающихся выше 2800 м, составляет 200 км.

Оледенение бассейна р. Каба в настоящее время представлено в основном ледниками склонов – каровыми, висячими, карово-висячими и каровыми присклоновыми. Лишь один ледник – № 166 в верховьях р. Ак-Каба – относится к карово-долинному типу. Все ледники имеют очень небольшие площади, ограниченные размерами вмещающих каров. Ни один ледник не достигает площади 1 км<sup>2</sup>. Максимальную площадь – 0,48 км<sup>2</sup> – имеет как раз ледник № 166. Средняя же площадь ледника по бассейну составляет всего 0,13 км<sup>2</sup>. К 2011 г. площадь оледенения этого бассейна сократилась с 11,1 до 3,76 км<sup>2</sup>, или на 7,34 км<sup>2</sup> (т.е. в 3 раза) – по 0,147 км<sup>2</sup>/год. Относительные потери площади льда составили 66,1% – по 1,32 %/год. Объём льда уменьшился с 0,1539 до 0,0456 км<sup>3</sup>, т.е. на 0,1083 км<sup>3</sup>, или на 70% – по 1,41 %/год. Всё это свидетельствует о весьма ощутимой деградации ледников бассейна р. Каба. Очевидно, что такое, почти катастрофическое, сокращение оледенения обусловлено общей южной ориентацией территории бассейна и преимущественным развитием здесь малых ледников с площадями порядка 0,1 км<sup>2</sup>.

**Бассейны рек Бухтармы, Ульбы, Убы.** На севере Казахстанского Алтая, по границе с Россией, протягивается Катунский хребет с массивом горы Белуха – самой высокой вершины Алтая. Северный склон Белухи образует Аккемская стена высотой более 1000 м. На южном склоне массива особенно обрывистые скалы нависают над Большим Берельским ледником, глубокая долина которого подходит к восточной вершине горы Белуха (4506 м). К югу от Белухи протягиваются обширные плоскогорья, в которые врезаны ущелья верховьев рек Бухтармы и Белой Берели. С юга бассейн р. Бухтарма ограничен хребтами Южный Алтай, Тарбагатай и Сарымсакты. Высота хр. Южный Алтай в истоках р. Бухтарма достигает 3300–3400 м, причём отдельные его вершины превышают 3500 м. Как и в районе Белухи, эта часть хр. Южный Алтай представляет собой центр современного оледенения. На северо-западе района расположено широтно вытянутый Ивановский хребет, склоны которого дренируются речными системами Ульбы, Убы и Тургусуна. Высоты этого хребта – наименее низкие среди хребтов Казахстанского Алтая (2450–2500 м). Главная вершина – гора Выше-Ивановский Белок (2776 м).

Современное оледенение в бассейне р. Курчум приурочено к северному склону Курчумского хребта и к южному склону хр. Сарымсақты. В бассейне р. Бухтарма ледники сосредоточены на северных склонах хребтов Сарымсақты, Тарбагатай, Южный Алтай, на южном склоне Катунского хребта и на обоих склонах Ивановского хребта, небольшие ледники которого весьма показательны для тех предельных условий, при которых ещё существует современное оледенение на Алтае.

В начале второй половины XIX в. (1950–1955 гг.), по данным [5], на территории рассматриваемых бассейнов насчитывался 241 ледник с площадью чистого льда (без морен стадии фернау, площадь которых составляла 14,3 км<sup>2</sup>) 60,3 км<sup>2</sup> и объёмом льда 2,2524 км<sup>3</sup>. К 2011 г. число мелких ледников с площадями менее 0,1 км<sup>2</sup> уменьшилось, причём особенно заметно – на крайних западных участках хребтов, несущих оледенение. Так, в Курчумском хребте полностью растаяло 39 ледников (87% их числа в 1955 г.), а в Ивановском хребте (бассейны рек Ульба, Уба и Тургусун) – 33 ледника (92% их количества в 1955 г.). Всего в этих бассейнах растаяло 164 ледника (68% их числа в 1955 г.) общей площадью более 25 км<sup>2</sup>. Таким образом, к 2011 г. здесь сохранилось 88 ледников суммарной площадью 34,43 км<sup>2</sup> и объёмом 1,1123 км<sup>3</sup>.

Современное оледенение Казахстанского Алтая, по сравнению с другими ледниковыми районами Казахстана, отличается однообразием морфологических типов с явным преобладанием ледников склонов – каровых и висячих. Однако по площади наибольшая доля приходится на ледники долинного типа. К типичным долинным ледникам относятся самые крупные ледники района – Большой и Малый Берельские (№ 122 и 116 по Каталогу) в истоках р. Белая Берель, которые в 1955 г. имели площадь соответственно 9,5 и 6,8 км<sup>2</sup> (рис. 3, *a*, *б*), а также ледники Большой и Малый Бухтарминские (№ 101 и 100 по Каталогу) в верховьях р. Бухтарма. К 2011 г. первенство по площади перешло к Малому Берельскому леднику (4,9 км<sup>2</sup>), так как Большой Берельский распался на четыре самостоятельных ледника. Долинные ледники имеют хорошо развитые языки и мощные конечно-моренные образования (см. рис. 3, *a*). Эти ледники спускаются в трои главных долин, питая, как правило, основные, а не боковые истоки рек и образуя мощные водные потоки с типичным режимом ледниковых рек. В бассейнах верховьев рек Бухтарма и Белая Берель находятся



**Рис. 3.** Ледники Казахстанского Алтая. Фото А. Петрова, август, 2010 г.

*a* – язык Бол. Берельского ледника, засыпанный мореной; на заднем плане – высшая точка Алтая – г. Белуха (4506 м); *б* – долинный ледник Мал. Берельский; *в* – ледники склонов в Казахстанском Алтае; слева – карово-висячий ледник Николаева в истоках р. Белая Берель

**Fig. 3.** Glaciers of Kazakhstan Altai. Photo by A. Petrov, August, 2010

*a* – tongue of the Big Berel Glacier with moraine; in the background – the highest peak of Altai Belukha Mountain (4506 m); *б* – Small Berel valley glacier; *в* – slope glaciers in Kazakhstan Altai; left – cirque-hanging Nikolaev Glacier in the source of the White Berel river

9 типичных долинных и 16 карово-долинных ледников. На эти 25 ледников приходится только 35% общего числа ледников (в 2011 г.), но их площадь, равная 24,85 км<sup>2</sup>, составляет 76,4% площади оледенения бассейна Бухтармы. Средняя площадь долинного ледника равна 1,0 км<sup>2</sup>.

В процессе деградации оледенения некоторые пока сохранившиеся ледники «поменяли» свой морфологический тип. Так, долинные ледники № 24 – Беркутсайский в бассейне р. Сарымсақты и № 84 – Улыктык в истоках р. Тыкбулак (левый приток Бухтармы) трансформировались в карово-долинные; карово-долинные ледники № 64 – Курту, № 67 – Близнецы, № 70 – Кши-Курту, № 83 – Тыкбулакский, № 99 – Чет-Акульгунский, № 125 – Двухлопастной и другие в результате резкого сокращения длины своих языков превратились в каровые или карово-висячие. По сути, остальные 46 ледников рассматриваемых бассейнов (65% общей численности) с суммарной площадью 7,66 км<sup>2</sup> (23,6% всей площади льда в районе) относятся к группе ледников склонов (см. рис. 3, в) – каровым, висячим, карово-висячим, присклоновым каровым, кулуаров. Средняя площадь склоновых ледников равна 0,17 км<sup>2</sup>, что в 6 раз меньше средней площади ледников долин.

Бассейны питания каровых и карово-висячих ледников локализованы в хорошо выраженных мульдах, склоны которых имеют характерную фестончатую форму, что обусловлено обилием лавинных конусов выноса. Вообще, судя по изображениям на аэрофото- и космоснимках, каровые и висячие ледники описываемого района оледенения в значительной степени питаются за счёт метелевого переноса и снежных лавин. В горах, на высотах 2000–3500 м, отмечаются многочисленные снежники, которые залегают в эрозионных ложбинах, глубоких расщелинах и на стенках каров, у подножия склонов, на плоских водоразделах главных хребтов и их отрогов. Все они характеризуются как навейным, так и лавинным генезисом. Их толщина достигает 10 м и более. Максимум лавинной деятельности отмечается весной (апрель–май). Определить площади отдельных снежников и их групп в тех или иных бассейнах довольно трудно, в первую очередь, из-за чрезвычайной изменчивости их размеров во времени.

С увеличением абсолютных высот хребтов и уменьшением количества осадков к востоку в этом же направлении повышается высота фирновой линии. На ледниках бассейнов рек Курчум и Сарымсақты она проходит на высотах 2840–2870 м, в

верховьях рек Белая Берель и Бухтарма – на высотах 2940–2980 м. На ледниках Ивановского хребта, где верхний предел оледенения едва достигает 2500 м, высота фирновой линии снижается до 2400 м. За прошедшие 60 лет уровень фирновой границы поднялся в среднем на 40–50 м. Средний вертикальный диапазон оледенения (без учёта погребённых льдов) изменяется от 180 м в бассейне р. Курчум до 310–320 м в бассейнах Сарымсақты и верховьев Бухтармы и до 515 м в бассейне р. Белая Берель. Максимальный диапазон оледенения «привязан» к высшей точке района – горе Белуха – и составляет 2125 м (от 4380 до 2255 м на Большом Берельском леднике); минимальный диапазон оледенения характерен для Ивановского хребта – всего 150–170 м.

### Динамика сокращения оледенения Алтая

Ледники Алтая со второй половины XIX в. находятся в стадии сокращения, которое проявляется в понижении их поверхности и повсеместном отступании ледников различных типов. Сведения об эволюции алтайских ледников в первой половине XX в. приводятся в работах М.В. Тронова, В.С. Ревякина и др. [1, 17, 18]. Что касается динамики деградации оледенения Казахстанского Алтая во второй половине XX и в первой декаде XXI в., то за 60 лет число ледников здесь сократилось на 207 единиц, или на 64%. Погрешность при автоматическом определении площади ледников составляет 5%, поэтому ледниковая площадь в регионе в 2011 г. оценена в 38,19±1,9 км<sup>2</sup>. Таким образом, площадь ледников уменьшилась с 71,4 до 38,19 км<sup>2</sup>, т.е. на 33,2 км<sup>2</sup> – по 0,66 км<sup>2</sup>/год; относительная величина сокращения площади за этот период составила 46,5% – по 0,93 %/год; объём льда уменьшился с 2,4063 до 1,1579 км<sup>3</sup> – по 0,025 км<sup>3</sup>/год; относительная скорость уменьшения объёма льда равна 52% – по 1,04 %/год. Средняя величина годового баланса массы за весь период составила –34,2 г/см<sup>2</sup>. Сводные данные об изменении размеров оледенения в Казахстанском Алтае за 60 лет приведены в табл. 1. Если допустить, что дегляциация региона происходит по линейному закону, как это имеет место в Зайлийском и Джунгарском Алатау [2, 3], то динамику оледенения Казахстанского Алтая за 60 лет можно представить линией тренда, показанной на рис. 4.

Анализируя изменения размеров оледенения за 60 лет в Казахстанском Алтае, интересно параллельно рассмотреть темпы дегляциации ледников Российского Алтая за вторую половину XX – нача-

Таблица 1. Сокращение числа ледников, их площади и объёма с 1950 по 2011 г.

Бассейны рек	Число ледников $K$	Площадь ледников $F$ , км <sup>2</sup>	Объём ледников $V$ , м <sup>3</sup>
<i>Бассейн р. Каба</i>			
Ак-Каба	34*/19**/-15***	7,0/2,86/-4,14	0,1128/0,0360/-0,0768
Арасан-Каба	21/3/-18	2,2/0,56/-1,64	0,0254/0,0071/-0,0183
Кара-Каба	27/6/-21	1,9/0,34/-1,56	0,0157/0,0025/-0,0132
<i>Итого</i>	82/28/-54	11,1/3,76/-7,34	0,1539/0,0456/-0,1083
<i>Казахстанский Алтай</i>			
Каба	82/28/-54	11,1/3,76/-7,34	0,1539/0,0456/-0,1083
Курчум	45/6/-39	2,9/0,38/-2,52	0,0274/0,0027/-0,0247
Сарымсақты	49/8/-41	5,4/1,27/-4,13	0,0669/0,0167/-0,0502
Верховья Бухтармы	74/44/-30	23,3/13,31/-9,99	0,6491/0,3040/-0,3451
Белая Берель	37/27/-10	26,4/19,21/-7,19	1,4892/0,7867/-0,7025
Тургусун	7/1/-6	0,4/0,07/-0,33	0,0029/0,0005/-0,0024
Ульба	15/1/-14	0,8/0,10/-0,70	0,0064/0,0009/-0,0055
Уба	14/1/-13	1,1/0,09/-1,01	0,0105/0,0008/-0,0097
<i>Итого</i>	323/116/-207	71,4/38,19/-33,21	2,4063/1,1579/-1,2484

\*Данные 1950 г.; \*\*данные 2011 г.; \*\*\*сокращение параметров.

ло XXI вв. Так, Н.Н. Михайлов и О.В. Останин [8, 11] установили, что оледенение Алтая за 30 лет (1973–2003 гг.) сокращалось по 4,3 км<sup>2</sup>/год, или по 0,49 %/год. В работе Г.А. Носенко и др. [10] определены изменения положения контуров 257 алтайских ледников за 52 года – с 1952 по 2004 г. За это время их площадь сократилась с 336 до 254,49 км<sup>2</sup>, т.е. на 82 км<sup>2</sup>. Величина относительного сокращения площади составила 24,4% (по сравнению с данными Каталога), или по 0,47 %/год. Таким образом, темпы относительного сокращения площади ледников в Казахском Алтае во второй половине XX в. были почти в 2 раза выше, чем в Российском Алтае – 0,93 %/год против 0,48 %/год.

Отметим, что тенденция дегляциации Казахского Алтая, проявившаяся ещё с середины XIX в., устойчиво сохраняется и в настоящее время, что чётко отражается в уменьшении числа, площади и объёма ледников. Почти 1/3 ещё сохранившихся ледников имеет такие небольшие размеры, что дальнейшая их деградация в ближайшие десятилетия приведёт к полному стаиванию (согласно уравнению линии тренда в поле рис. 4), кроме двух–трёх наиболее крупных долинных ледников, общая площадь которых к концу текущего столетия не превысит 3% площади оледенения Казахского Алтая в середине прошлого века. По модельным расчётам авторов работы [21], при потеплении на 0,05 °С/год к концу XXI в. в Китайском Алтае (на хр. Монгольский Алтай) также сохранится 3% площади льда 1959 г., а в Русском

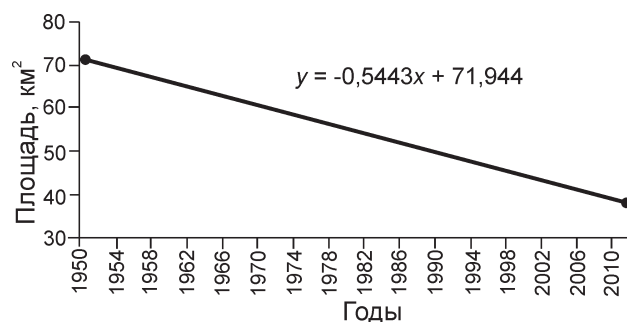


Рис. 4. Динамика сокращения площади оледенения Казахского Алтая за 60 лет (1950–2011 гг.)

Fig. 4. Dynamics of the glaciation area reduction in Kazakhstan Altai for 60 years (1950–2011)

Алтае, где темпы деградации ледников в 2 раза ниже, сохранится 9% первоначального размера оледенения (в середине XX в.).

#### Оценка ледникового стока

Все реки Казахского Алтая с ледниковым питанием относятся к бассейну р. Иртыш – самой многоводной реки Казахстана, имеющей средний годовой расход 880 м<sup>3</sup>/с и сток 27,8 км<sup>3</sup>. Доля ледникового стока в общем стоке Иртыша чрезвычайно мала. Однако для отдельных бассейнов эта доля достаточно ощутима, в частности для бассейна пятой по водности в Казахстане р. Бухтарма, который имеет наибольшую площадь оледенения в регионе. Для оценки суммарной абляции и ледникового стока использовалась известная

Таблица 2. Характеристики среднего многолетнего общего и ледникового стока рек Казахстанского Алтая

Бассейны рек	Площадь водосбора $F$ /площадь ледников $F_{л}$ , км <sup>2</sup>	Средний годовой расход общего стока $Q$ /ледникового стока $Q_{л}$ , м <sup>3</sup> /с	Объём общего стока $W$ /ледникового стока $W_{л}$ , 10 <sup>6</sup> м <sup>3</sup>	Доля площади ледников в общей площади бассейна $F_{л}/F$ , %	Доля ледникового стока в общем речном стоке $W_{л}/W$ , %
Каба	4612/8	58,0/0,37	1830/11,6	0,17	0,63
Курчум	5840/2	59,6/0,11	1880/3,36	0,03	0,18
Бухтарма	6860/50	107/2,22	3374/70,0	0,73	2,07
Ульба	4900/1	96,6/0,09	3046/2,90	0,02	0,10
Уба	8470/1	172/0,09	5424/2,90	0,01	0,05
<i>Итого</i>	30682/62	493,2/2,88	15554/90,76	0,20	0,58

«глобальная» формула Кренке–Ходакова [7], связывающая годовую абляцию  $A$  со средней летней температурой воздуха  $t$  на высоте границы питания ледников:  $A = (9,5 + t)^3$ . В качестве базовых использованы данные ГМС Катон-Карагай, расположенной на берегу р. Бухтарма, в её среднем течении, на высоте 1081 м. Средняя многолетняя температура воздуха за летний период (июнь–август) на этой станции составляет 15,8 °С. С учётом температурного градиента 7 °С/км и температурного скачка в –1 °С на границе питания ледников она понижается до 4,8–5,0 °С в истоках Убы и Ульбы, до 2,4 °С в бассейне Курчума, до 2,0 °С в бассейне Кабы и до 1,7 °С в верховьях Бухтармы. Расчётные средние многолетние характеристики общего и ледникового стока в бассейнах Казахстанского Алтая приведены в табл. 2.

Очевидно, максимальный объём ледникового стока (70 млн м<sup>3</sup>) имеет бассейн р. Бухтарма, в котором сосредоточено более 80% ледников региона. Наиболее интенсивное таяние льда и снега происходит в июле и августе. В эти месяцы в верховьях бассейнов ледниковых рек таяние ледников даёт 60–70% стока. По данным Р.В. Хонина [19], в 1960-е годы за период абляции Малый Берельский ледник (в истоках р. Белая Берель) в результате таяния льда и снега с поверхности давал до 10 млн м<sup>3</sup>, а Большой Берельский ледник – 11 млн м<sup>3</sup> воды. И сейчас сток с этих ледников оценивается значениями того же порядка. Величина слоя общего стока изменяется от 322 мм в бассейне р. Курчум до 641 мм в бассейне р. Уба и в среднем по региону составляет 507 мм. Величина же слоя ледникового стока изменяется от 1450 мм в бассейне р. Каба до 2900 мм в бассейнах рек Уба и Ульба, среднее значение – 1464 мм. Таким образом, слой ледникового стока в 2,9 раза больше слоя общего стока. То же самое можно сказать и о модуле годового стока, величина которого для общего стока равна 16 л/(с·км<sup>2</sup>), а для ледникового – 46,4 л/(с·км<sup>2</sup>).

Высокие значения величин слоя и модуля ледникового стока – соответственно 2900 мм и 92 л/(с·км<sup>2</sup>) в истоках Ульбы и Убы в Ивановском хребте, этого своеобразного «полюса снежности» Алтая, в основном обязаны таянию снега, на долю которого приходится не менее 2000 мм.

Для Казахстанского Алтая доля ледникового стока в общем годовом речном стоке невелика и в среднем составляет лишь 0,58%. Вместе с тем эта доля в суммарном стоке с площади бассейнов почти в 3 раза превышает долю оледенения в его площади. Роль же ледниковой составляющей в общем стоке р. Иртыш ещё менее значительна – всего 0,4% (без учёта стока с ледников Монгольского Алтая, площадь которых в бассейне Иртыша также невелика и составляет менее 150 км<sup>2</sup>). В летнее время доля ледникового питания возрастает в 1,5–2 раза. В целом за последние десятилетия (1974–2009 гг.) по Казахстанскому Алтаю средний годовой сток снизился на 5% [20]. Это не может быть связано с сокращением стока в результате недостаточного ледникового питания. Главная причина этого явления – некоторое уменьшение количества атмосферных осадков на территории бассейнов рек Горного Алтая [16].

### Заключение

За последние 60 лет во всех горно-ледниковых бассейнах Казахстанского Алтая в связи с изменениями климатических условий отмечены полное стаивание множества мелких ледников и распад крупных ледников, уменьшение площадей открытых частей ледников, понижение их поверхности и, как следствие, сокращение объёмов и запасов льда. В целом по Казахстанскому Алтаю с середины 1950-х годов до настоящего времени число ледников сократилось на 64%, общая площадь оледенения – на 46,5%, а объём льда – на 52%. При сохранении современных темпов деградации оледенение здесь может исчезнуть к концу XXI – началу XXII в.

Вместе с тем даже при сохранении в будущем современных тенденций изменения климата нет достаточных оснований опасаться значительного сокращения речного стока и водных ресурсов бассейна Иртыша в результате деградации оледенения.

### Литература

1. Белуха / Под ред. В.С. Ревякина. Томск: изд. ТГУ, 1968. 154 с.
2. Вилесов Е.Н., Уваров В.Н. Эволюция современного оледенения Заилийского Алатау в XX веке. Алматы, 2001. 252 с.
3. Вилесов Е.Н., Северский И.В. Деградация оледенения Джунгарского (Жетысу) Алатау во второй половине XX в. // Лёд и Снег. 2013. № 2 (122). С. 12–20.
4. Ерасов Н.В. Метод определения объёма горных ледников // МГИ. 1968. Вып. 14. С. 307–308.
5. Каталог ледников СССР. Т. 15. Алтай и Западная Сибирь. Вып. 1. Горный Алтай и Верхний Иртыш. Ч. 1. Бассейны левых притоков р. Иртыша. Ч. 2. Бассейн р. Каба. Ч. 3. Бассейны рек Курчум, Бухтармы, Ульба, Уба. Л.: Гидрометеиздат, 1969. 80 с.
6. Климат Юго-Западного Алтая / Под ред. А.В. Егориной. Усть-Каменогорск, 2002. 241 с.
7. Кренке А.Н. Массообмен в ледниковых системах на территории СССР. Л.: Гидрометеиздат, 1982. 288 с.
8. Михайлов Н.Н., Останин О.В. Ледники Южного и Монгольского Алтая и их изменения в XX в. // География и природопользование Сибири. Вып. 5. Барнаул, 2002. С. 3–20.
9. Нарожный Ю.К. Внешний массообмен ледников Актру: методика наблюдений, тенденции изменения и климатическая обусловленность // Вестн. Томского гос. ун-та. 2001. № 274. С. 13–23.
10. Носенко Г.А., Хромова Т.Е., Муравьев А.А., Нарожный Ю.К., Шахеданова М.В. Использование исторических данных и космических изображений для оценки изменений размеров ледников на Алтае // Лёд и Снег. 2010. № 2 (110). С. 19–24.
11. Останин О.В., Михайлов Н.Н. Изменение ледников Алтая с конца XIX века и тенденции их развития в XXI веке // XIII Гляциол. симпозиум. Сокращение гляциосферы: факты и анализ. СПб., 24–28 мая 2004 г.: Тезисы докладов. СПб., 2004. С. 108–109.
12. Ревякин В.С. Природные льды Алтае-Саянской горной области. Л.: Гидрометеиздат, 1981. 288 с.
13. Руководство по составлению Каталога ледников СССР. Л.: Гидрометеиздат, 1966. 154 с.
14. Севастьянов В.В., Шантыкова Л.Н. Характеристика поля годовых сумм осадков в Горном Алтае по гляцио-климатическим показателям // Вестн. Томского гос. ун-та. 2001. № 274. С. 63–68.
15. Северский И.В., Благоевещенский В.П. Лавиноопасные районы Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1990. 172 с.
16. Сухова М.Г. Биоклиматические условия жизнедеятельности человека в Алтае-Саянской горной стране. Томск: изд. ТГУ, 2009. 260 с.
17. Тронов М.В. Очерки оледенения Алтая. М.: Географгиз, 1949. 376 с.
18. Тронов М.В. Ледники и климат. Л.: Гидрометеиздат, 1966. 407 с.
19. Тронов М.В., Ревякин В.С. Гляциологические исследования на Алтае летом 1965 г. // МГИ. 1966. Вып. 12. С. 284.
20. Хонин Р.В. О гидрологическом режиме Берельских ледников // Гляциол. исследования в Казахстане. Вып. 5. Алма-Ата: Наука, 1965. С. 172–179.
21. Чигринец А.Г., Долбешкин М.В. Оценка нормы годового стока рек правобережья бассейна реки Ертис // Вопросы географии и геоэкологии. 2012. № 2. С. 62–67.
22. Kotlyakov V.M., Xie Zi-chu, Wang Shu-hong, Wang Xin, Khromova T.Y., Nosenko G.A. Changing of the Altai glacier system since the mid-twentieth century and its response to the climate warming in future // Лёд и Снег. 2012. № 3 (119). С. 17–24.

### Summary

Rates of degradation of glacierization in the Kazakh part of Altai are considered in this paper. Analysis was performed on the basis of the degradation state (condition) in two reference years – 1950 and 2011. For year 1950, materials of aerial surveys were used while for 2011 we took the satellite LandSat pictures with resolution of 15 m. The pictures were processed by GIS-technologies (software packages MapInfo, ArcGIS, and others). At the beginning of second half of 19<sup>th</sup> century (1950–1955) 241 glaciers were counted on the territory under investigation. Area of bare ice (without moraines in the fernau stage with total area of 14.3 km<sup>2</sup>) was equal to 60.3 km<sup>2</sup>, and the ice volume – to 2.2524 km<sup>3</sup>. By 2011, quantity of small glaciers with areas less 0.1 km<sup>2</sup> reduced, especially on extreme west sides of the ranges. Since second half of 19<sup>th</sup> century the Altai glaciers are at a stage of reducing, and the total quantity of glaciers decreased by 207 ones or by 64%. Area of the glaciers reduced from 71.4 down to 38.19 km<sup>2</sup>, i.e. by 33.2 km<sup>2</sup>.

Thus, for the last 60 years the total melting of many small glaciers and disintegration of large ones, reduction of areas of open parts of the glaciers, lowering of their surfaces, and, as the consequences, a contraction of ice volumes and resources were noticed in all glacier basins in the Kazakh part of Altai. And this took place due to the changes of climate conditions. As a whole for the Kazakh Altai, since middle of 1950s till the present time quantity of glaciers reduced by 64%, total area of glacierization – by 52%. If the present-day rates of degradation remain the glacierization here may disappear by end of 21<sup>st</sup> – beginning of 22<sup>nd</sup> centuries. At the same time, even if the current tendencies will retain there is no reasons to believe that degradation of the glacierization can result in significant reduction of river run-off as well as water resources of the Irtysh River.