

УДК 552.324.86

**ИЗМЕНЕНИЕ РАЗМЕРОВ СОВРЕМЕННОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ И
ЛЕДНИКОВОГО СТОКА СЕВЕРНОЙ ДЖУНГАРИИ ВО ВТОРОЙ
ПОЛОВИНЕ 20 ВЕКА**Доктор геогр. наук Е.Н. Вилесов
 В.И. Морозова

Обсуждаются результаты картографо-аналитического исследования современного оледенения речных бассейнов Северной Джунгарии, изменения морфометрических характеристик ледников и величин абляции и ледникового стока во второй половине прошлого столетия.

Горная система Джунгарского (Жетысу) Алатау протянулась почти на 400 км в близком к широтному направлению. Продольные долины рек Коксу на западе и Боротала на востоке делят ее на два крупных параллельных друг другу хребта – Северный Центральный хребет (СЦХ) и Южный Центральный хребет (ЮЦХ).

Западную и центральную части северного склона СЦХ занимают горно-ледниковые бассейны рек Биен, Аксу, Саркан, Баскан и Лепсы. Общая протяженность водораздельного гребня СЦХ в пределах названных бассейнов достигает 160 км. Современные ледники распространены здесь в границах 44°56'...45°17' с.ш. и 79°17'...80°47' в.д.

Характерная черта рельефа СЦХ – чередование ориентированных широтно хребтов с разделяющими их продольными долинами. При этом каждый южный хребет выше соседнего северного, вследствие чего вся система внешне напоминает гигантскую лестницу. Такое строение рельеф приобрел во время альпийского орогенеза в результате возникновения антиклинория большого радиуса кривизны, разбитого на отдельные блоки. Четко выражены три основные ступени – высотные зоны: низкогорье (700...1600 м), среднегорье (1600...3100 м) и высокогорье (3100...4600 м).

Высокогорная зона – область распространения современного оледенения – характеризуется большими абсолютными высотами, наличием глубоко расчлененного альпийского рельефа и участков сохранившихся выровненных поверхностей. Глубина расчленения рельефа в верховьях речных долин в высокогорье составляет 600...1000 м. Гребень же главного водораз-

дела СЦХ на всем протяжении имеет сравнительно небольшое расчленение. Седловины главного хребта лежат ниже соседних вершин всего на 200...300 м. Средняя высота водораздельного гребня равна 3930 м. Самая высокая вершина – пик Бесбакан, называемый в работах П.А. Черкасова [12, 21] и др. пиком Семенова-Тян-Шанского, имеет отметку 4622 м.

Первые, близкие к действительности, оценки размеров оледенения рассматриваемых бассейнов были получены на основе анализа топографической карты М 1:100000. Так, П.Ф. Лаврентьев [15] определил площадь ледников района в 329,4 км², а В.А. Зенкова [11] – в 335,3 км². По материалам аэрофотосъемки (АФС) 1956 г. и той же карты П.А. Черкасов [12] составил полный Каталог ледников района, согласно которому здесь в 1956 г. насчитывалось 343 ледника с площадью (без морен стадии фернау) 294,6 км². В 1999 г. П.А. Черкасовым создан новый Каталог ледников района, в котором площади льда и др. морфометрические характеристики оледенения были определены по топооснове М 1:25000, составленной по материалам АФС 1970...72 гг. Правда, этот Каталог, отражающий состояние оледенения в 1972 г., был составлен несколько поздно – лишь через 27 лет после проведенной АФС.

В Каталоге 1972 г. в Северной Джунгарии зафиксировано 354 ледника площадью 245,31 км² [21], при этом около 30 % числа ледников относятся к мелким, имеющим площадь < 0,1 км² каждый. Надо сказать, что эта «мелочь» представляет собой не настоящие «живые» ледники, а неподвижные скопления льда, залегающие в складках рельефа и не играющие сколько-нибудь заметной роли в формировании ледникового стока.

Однако еще раньше, в середине 90-х гг., нами был представлен очередной Каталог ледников этой территории на основе картометрического анализа топоосновы М 1:25000, составленной по материалам АФС 1990 г., а в 2007 г. составлен еще один, самый последний, Каталог ледников СЦХ на основе анализа космоснимков среднего разрешения 2000 г.

Использование космоснимка Landsat с разрешением 15 м., 2000 г. съемки, бесплатно распространяемого в сети Интернет National Aeronautics and Space Administration (NASA), имеет как минусы, так и плюсы. К минусам можно отнести:

- среднее пространственное разрешение (15 м). Общепринятая классификация снимков по пространственному разрешению включает в себя четыре сегмента данных: низкого разрешения – более 250 м на пиксель, среднего разрешения – от 10 до 250 м на пиксель, высокого разрешения –

от 1 до 10 м на пиксель и сверхвысокого разрешения – менее 1 м на пиксель. Опыт работы со снимками разного пространственного разрешения для решения задач гляциологии показал, что оптимальным разрешением является диапазон от 1 до 5...6 м. Разрешение в 15 м обеспечивает дешифрирование в масштабе вплоть до 1:100000. Но такая масштабная граница справедлива для дешифрирования инфраструктурных объектов, и, учитывая тематику карт данной работы, возможно принять выходящим масштабом 1:25000 – 1:30000;

- артефакты, обусловленные сильным сжатием данных. Растровые изображения (в нашем случае снимки Landsat) имеют большие размеры составляющих их файлов, и процесс копирования таких данных через сеть Интернет весьма время- и трафикоемкий. Для значительного уменьшения объема данных снимки были подвержены сильному сжатию путем переконвертации в формат MrSID (Multi-resolution Seamless Image Database). Такую конвертацию проводят для компрессии изображений, так как позволяют сжимать растр во много раз практически без геометрических искажений. Но все же при таком сжатии образуются так называемые артефакты – различные визуальные недостатки, например, блочность (разбиение изображения на блоки), размытие мелких деталей. Такие артефакты не приносят значимой ошибки в дешифрирование объектов, но все-таки ухудшают оригинальное изображение.

Плюсами же являются:

- комбинация спектральных диапазонов. В общедоступном ресурсе снимки Landsat представлены в комбинации каналов, которая дает изображение близкое к естественным цветам. Используются следующие каналы: средний инфракрасный (2,09...2,35 мкм), ближний инфракрасный (0,78...0,90 мкм) и зеленый (0,53...0,61 мкм). Здоровая растительность выглядит ярко зеленой, травянистые сообщества – зелеными, ярко розовые участки детектируют открытую почву, коричневые и оранжевые тона характерны для разреженной растительности. Лед и снег выглядят насыщенными голубыми, с четко выраженными границами, что значительно облегчает их дешифрирование;
- открытый и бесплатный доступ к снимкам. Спутник Landsat является проектом трех крупнейших американских правительственных организаций: NASA (National Aeronautics and Space Administration), NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) и USGS (United States Geological Survey). Часть информации, поставляемой со спутника Landsat,

имеет открытый характер распространения (отсутствие копирайта), что дало пользователям возможность широко экспериментировать с ней в поисках новых сфер применения данных дистанционного зондирования;

- низкий процент облачности на рассматриваемой территории;
- полный охват всей горной системы (Джунгарского Алатау). Проблемой многих архивов космоснимков является разрозненность снятых сцен в пространстве и времени. Содержимое архива данных для бесплатного пользования представляет собой практически полное покрытие земной поверхности снимками;
- хорошее сопоставление с данными SRTM. SRTM (Shuttle radar topographic mission) – Радарная топографическая съемка большей части территории земного шара, за исключением самых северных (>60), самых южных широт (>54), а также океанов, произведенная за 11 дней в феврале 2000 г. с помощью специальной радарной системы. Двумя радиолокационными сенсорами, SIR-C и X-SAR, было собрано более 12 терабайт данных. Данные сегментированы областями размером 1×1 географический градус, и при максимально доступном разрешении в 3 секунды такой квадрат является матрицей размером 1201×1201 элементов. Эти данные, предварительно обработанные для приведения к балтийской системе высот, были использованы для построения 3D модели местности, что дало возможность более корректно дешифровать водоразделы, определять направление движения льда в сложных случаях, определять уровень уклона поверхности и многое другое. Горизонтالي с интервалом 50 м также были сняты с полученной 3D модели.

Космоснимок после предварительной геокоррекции был векторизован (оцифрован) при помощи ГИС-программ, таких как ArcGIS и MapInfo. Как вспомогательная программа для визуализации 3D данных был использован Global Mapper. Векторизацию можно кратко охарактеризовать как процесс преобразования растровых данных (в данном случае изображения интересующих нас объектов на космоснимке) в векторную форму. В итоге мы получаем векторные слои, имеющие не только географически привязанные графические контуры составляющих их объектов, но расширенную атрибутивную информацию. Полученная информация подверглась унификации по примеру базы данных для всех остальных частей Джунгарского Алатау, исследование и картографирование которых проводилась ранее. Информация о ледниках представлена в виде базы данных, содержащей морфометрическую информацию. Для каждого лед-

ника в первую очередь зафиксированы такие показатели как площадь, длина, диапазон оледенения (разница между высшей и низшей точками), экспозиция. Указанные характеристики определяются в автоматическом или полуавтоматическом режиме с требуемой точностью. Затем следуют параметры, полученные путем расчетов по методикам, которые мы считаем наиболее подходящими и дающими результаты, сопоставимые с данными расширенных исследований на отдельных ледниках. К таковым относятся объем и толщина ледника. Все прочие вспомогательные объекты также были векторизованы. К таким объектам относятся реки, озера, линии водоразделов (хребтов).

Для суждения о динамике оледенения района за 1956...2000 гг. использованы данные Каталога [12] и наших последних Каталогов с картами ледников М 1:25000. При этом в Каталоге 1956 г. были уточнены площади ряда крупных долинных ледников и, в связи с укрупнением масштаба карт с 1:100000 до 1:25000, увеличены площади 49 крутосклонных каровых и висячих ледников на 0,1...0,2 км². В результате мы приняли, что в 1956 г. в бассейнах междуречья Биен – Лепсы было 343 ледника с площадью 300,9 км² (без морен), т.е. на 6,3 км², или на 2,1 %, больше, чем в [12]. Ниже приводятся конкретные величины изменений характеристик оледенения района за 1956...2000 гг.

Изменение количества ледников в условиях деградации оледенения произошло в результате двух процессов – за счет полного стаивания малых ледников (< 0,1 км²) и при распаде крупных ледников на более мелкие. С другой стороны, при каталогизации оледенения в 1990 и 2000 гг. был обнаружен ряд мелких ледничков размерами < 0,1 км². За весь период (1956...2000 гг.) здесь целиком растаяли почти все малые ледники и 20 ледников размерами > 0,1 км² общей площадью 3,7 км². Наиболее интенсивно таяли льды на западном пониженном фланге СЦХ, где в верховьях рек Мисбулак и Трильсай (бассейн р. Биен) растаяли все 7 ледников. Стаяли 4 имевшихся в 1956 г. ледника в верховьях р. Теректы (левый приток р. Лепсы), где высоты высших точек едва достигали 3500 м. Больше всего мелких ледников – 26 общей площадью 1,0 км² растаяло в бассейне р. Айдаусай (Кокжар) (правый приток р. Аксу). Самый крупный из исчезнувших – висячий каровый ледник № 187-Перевальный в истоках р. Караунгир (бассейн р. Лепсы) площадью 0,6 км². Во всех бассейнах к 2000 г. распались 54 ледника. При этом 3 ледника (№ 20 – Аболина, № 31 – Дальний вост. и № 117) распались на 4 каждый, 8 ледников – на 3 и 43

ледника – на 2. Всего в результате распада образовались 68 новых ледников, появление которых компенсировало уменьшение числа ледников за счет стаивания. Поэтому общее число ледников к 2000 г. сократилось лишь на 4 единицы (табл. 1).

Таблица 1

Изменение количества ледников Северной Джунгарии за 1956...2000 гг.

Бассейн	1956	1990	2000	1956...2000
Биен	37	32	34	-3
Аксу	162	161	164	+2
Лепсы	144	134	141	-3
Всего	343	327	339	-4

Наиболее устойчивым оказалось оледенение в бассейне р. Коры в высокой (до 4300 м) западной части верховьев р. Лепсы, где из 8 ледников не растаял ни один, а распались только два.

Изменения длины ледников за весь период колеблются в большом диапазоне – от десятков и сотен метров до 1...2 км и более и зависят от условий орографии и гипсометрии и, в значительной мере – от размеров ледника: чем он длиннее, тем больше укоротился. Как и в случае с площадью, в связи с укрупнением масштаба карт, в Каталоге 1956 г. были увеличены первоначальные длины склоновых ледников на 0,1...0,2 км. Всего лишь на 6 м сократился карово-висячий ледник № 57 в верховьях р. Аксу, на 23 м – висячий ледник Зандровый в верховьях р. Акшаганак (бассейн р. Аксу), на 47 м – карово-долинный ледник № 9 – Копальский (бассейн р. Буркиттыбиен), на 49 м – каровый ледник № 68 в истоках р. Айдаусай (бассейн р. Аксу). Максимальное сокращение испытали крупные сложные долинные и котловинные ледники длиной более 5 км, их протяженные и тонкие языки зажаты между боковыми и срединными моренами, от которых они получают дополнительное тепло для таяния льда. Так, ледник № 214-Берга (6,5 км в 1956 г.) (в бассейне р. Балакора – р. Лепсы) сократился на 1288 м, ледник № 193-Щукина (р. Кунакбай – р. Лепсы) – на 1461 м, ледник № 245-Лепсинский (р. Сарымсакты – р. Лепсы) – на 1332 м, ледник № 172-Герасимова (р. Суурсай – р. Лепсы) – на 1309 м, ледник № 127-Гвоздецкого (р. Акшаганак – р. Аксу) – на 1699 м. Максимальная величина сокращения длины зафиксирована у ледника № 147-Джамбула (р. Малый Баскан – р. Лепсы) – 2738 м. Опорный ледник № 154-Шумского (там же) уменьшился на 656 м. Наибольшая длина в 2000 г. зафиксирована у ледника № 202-Калесника в верховьях р. Кору – 9,055 км.

За 44 года суммарная длина ледников (без учета их малых форм) уменьшилась с 381,5 км до 307,5 км, т.е. на 74 км, или почти на 20 %. Средняя общая величина сокращения длины ледников (как снизу, так и сверху) по основным бассейнам СЦХ в целом приближается к 300 м. Абсолютно большая часть этой величины приходится на отступление концов языков ледников, средняя скорость которого составила 7...9 м/год, а максимальная – от 30 до 60 м/год.

Сокращение длины ледников отразилось на увеличении высоты их концов, уменьшении их высших отметок и сокращении вертикального диапазона оледенения. Средняя высота концов ледников увеличилась от 55 м в бассейне Биена до 65 м в бассейне Аксу и по СЦХ в целом на 53 м – от 3337 м до 3390 м. Средняя высота высших точек ледников уменьшилась от 6 м в бассейне Биена до 20 м в бассейне Лепсы и на 16 м по району в целом. Соответственно, вертикальный диапазон оледенения уменьшился от 61 м в бассейне Биена до 85 м в бассейне Лепсы. По хребту в целом этот показатель уменьшился на 69 м – от 577 м в 1956 г. до 508 м в 2000 г. Максимум его в 2000 г., равный 1477 м, отмечен у ледника № 166-Абая в верховьях р. Суурсай в бассейне Лепсы.

Сокращение площади оледенения служит важнейшим показателем его деградации. Величины этого сокращения по основным бассейнам представлены в табл. 2.

Таблица 2

Сокращение площади ледников Северной Джунгарии за 1956...2000 гг., км²

Бассейн	1956	1990	2000	1956...2000	в %
Биен	27,6	20,510	18,764	-8,836	-32,0
Аксу	115,3	88,566	79,813	-35,487	-30,8
Лепсы	158,0	113,045	102,111	-55,889	-35,4
Всего	300,9	222,121	200,688	-100,212	-33,3

Величина сокращения площади льда зависит от целого ряда особенностей конкретного ледника – его размеров, морфологического типа, экспозиции, условий питания, высоты горного обрамления и пр. Все эти факторы в пределах СЦХ подвержены большой изменчивости, а их комбинации в каждом отдельном случае могут по-разному влиять на размеры сокращения ледниковой площади. В Северной Джунгарии представлены ледники, расположенные на разных высотных уровнях, разнообразных морфологических типов, различных ориентаций, что позволяет выделить индивидуальные особенности каждого из них и одновременно определить общую тенденцию динамики оледенения.

Относительные величины сокращения ледниковых площадей лежат в широком диапазоне – от нескольких до – 100 %. Наиболее устойчивыми в плане сокращения ледниковой площади оказались ледники бассейнов рек Ортабиен и Чатыртас, где их площадь уменьшилась, соответственно, лишь на 16,3 и 18,2 %. Незначительное сокращение, на 0,002...0,04 км², испытали висячие ледники №№ 148, 150 и 151 в бассейне р. Малый Баскан с областями питания, залегающими на больших абсолютных высотах – выше 4500 м. Напротив, ледники, лежащие на пониженных участках западной части СЦХ и на его северных отрогах, деградировали наиболее интенсивно. Полностью исчезло оледенение в истоках р. Теректы (левый приток р. Лепсы) площадью 0,5 км² и в верховьях р. Трильсай площадью 1,0 км². Среди других частных бассейнов наиболее сильно «пострадали» ледники в верховьях р. Кенозен (бассейн Лепсы), сократившиеся на 53,3 % – с 19,2 до 8,973 км².

Значительную роль в деградации оледенения играет сокращение крупных ледников, а не стаивание более мелких по размерам склоновых ледников. Весьма заметно уменьшили свою площадь долинные ледники в бассейне р. Лепсы № 220-Архиповой западный (бассейн р. Кенозен) – на 3,792 км², № 193-Щукина (бассейн р. Кунакбай) – на 2,140 км², № 214-Берга (р. Балакора) – на 2,487 км², № 147-Джамбула (р. Мал. Баскан) – на 3,388 км², № 202-Калесника (р. Кора) – на 2,476 км² и т.д. Крупнейшим по площади ледником на СЦХ и ледниковой системы горной Джунгарии в целом в 2000 г. остается ледник Берга – 10,513 км².

Ледники склонов (каровые, висячие, карово-висячие, шлейфовые) за 44 года потеряли 40,003 км², долинные же ледники сократились на большую величину – 59,441 км². Если же рассматривать относительные потери площади льда, в процентах от той, которая была в 1956 г., то здесь картина иная. Доля утраченной площади у меньших по размеру склоновых ледников составляет 48,6 %, а у ледников долин – только 27,3 %. Иначе говоря, относительные темпы сокращения площади склоновых ледников на 21 % выше, чем у более крупных по размерам ледников долин. Ледники плоских вершин, залегающие на выровненных денудацией поверхностях (их всего 8), заняли промежуточное положение, сократившись по площади на 37 %. Очевидно, малые ледники горной Джунгарии в среднем сокращаются заметно быстрее крупных. К аналогичным выводам пришел Г.Е. Глазырин [8], специально изучавший вопрос о влиянии размеров ледников Памиро-Алая на их деградацию.

В процессе дегляциации ряд ледников «вынужденно» поменял свой морфологический тип. Долинные ледники № 92-Проходной (бассейн р. Карасырык – р. Аксу) и № 221-Архиповой восточный (бассейн р. Кенозен – р. Лепсы) стали карово-долинными, долинные ледники № 182-Дальний и № 197-Ригельный (оба в бассейне р. Баскан) превратились в каровые, карово-долинные ледники № 13 (бассейн р. Буркуттыбиен), № 56 (верховья Аксу), № 238-Терсайрык западный (бассейн р. Сарымсакты – р. Лепсы) и № 247-Перевальный (там же) – в каровые, шлейфовые ледники № 63 (бассейн р. Айдаусай – р. Аксу), № 135-Акчунак (бассейн р. Мал. Баскан) и № 137 (там же) – в висячие.

В 2000 г. в Северной Джунгарии насчитывалось 93 ледника долинного типа общей площадью 155,391 км² (77,4 % от оледенения СЦХ), 239 ледников склонов с площадью 44,314 км² (22,1 %) и 7 ледников плоских вершин с площадью 0,983 км² (0,5 %).

Что касается деградации оледенения, связанной с ориентацией их поверхности, то ледники теневых экспозиций (С, СВ, СЗ), а их абсолютное большинство – 296 в 1956 г., сократились с 279 км² до 186,33 км², т.е. на 92,67 км², или на 33,2 %. Площадь ледников солнечных экспозиций (Ю, ЮВ, ЮЗ), их всего 7, уменьшилась с 3,1 км² до 2,47 км², или на 20,3 %. Большая «живучесть» ледников, ориентированных на юг, возможно, связана с переметанием снега с северных склонов на южные. Примечательно, что ледники с западной и восточной экспозициями потеряли 7,2 км², или 51 % своей первоначальной площади 1956 г.

В целом площадь оледенения Северной Джунгарии за 1956...2000 гг. сократилась на 100,212 км², или на 33,3%. Средняя скорость сокращения площади льда за 44 года составила 2,28 км²/год, или по 0,76 %/год. В последнее десятилетие 20 в. (1990...2000 гг.) темпы сокращения площади льда были чуть меньше – по 2,14 км²/год, но относительная скорость этого сокращения была выше по сравнению со средней многолетней – по 0,96 %/год. Эти величины вполне согласуются с аналогичными показателями за период 1956...1990 гг. для других районов горной Джунгарии – восточной части СЦХ – 0,79 %/год [2], бассейна р. Каратал на западе – 0,89 %/год [3], а также соседнего Заилийского Алатау (его северного макросклона) – 0,8 %/год [5], что свидетельствует об общности процессов дегляциации в регионе. В связи с сокращением размеров оледенения на 1/3, средняя площадь ледника в Северной Джунгарии уменьшилась на 0,29 км² – с 0,88 до 0,59 км². Распределение

площади оледенения Северной Джунгарии по 100-метровым высотным интервалам в 2000 г. показано в табл. 3.

Таблица 3

Распределение площади ледников (S) по высоте, км² и в %

Площадь	Интервал									
	2900...3000	3000...3100	3100...3200	3200...3300	3300...3400	3400...3500	3500...3600	3600...3700	3700...3800	
км ²	0,029	0,155	1,068	4,878	16,055	32,452	40,837	36,648	27,072	
%	0,02	0,08	0,53	2,43	8,00	16,17	20,35	18,26	13,49	
Площадь	Интервал									
	3800...3900	3900...4000	4000...4100	4100...4200	4200...4300	4300...4400	4400...4500	4500...4600	4600...4700	
км ²	17,555	11,579	5,627	2,835	2,100	1,251	0,507	0,038	0,001	
%	8,75	5,77	2,80	1,41	1,05	0,62	0,25	0,02	0,001	

Из данных табл. 3 следует, что более 2/3 площади (68,3 %) оледенения сосредоточено в 400-метровом интервале 3400...3800 м. Ниже 3400 м лежит лишь 11,0 % площади льда, а выше 3800 м – 20,7 %. Эти данные позволяют рассчитать среднюю для района высоту фирновой линии $H_{фл}$ по методу Л. Куровского, как среднюю взвешенную высоту ледниковой поверхности, в 2000 г.:

$$H_{фл} = \sum f_i h_i / F, \quad (1)$$

где f_i – площади отдельных высотных зон, h_i – их средние высоты, $F = \sum f_i$.

За рассматриваемый период средняя высота фирновой линии на ледниках СЦХ повысилась на 80 м – с 3560 до 3640 м. В связи с подъемом фирновой линии и стаиванием концевых участков ледников сократились площади областей абляции и аккумуляции. Но если площадь аккумуляции уменьшилась примерно на 66 км², или на 42 %, то площадь абляции – только на 31 км², или на 22 %. Эти изменения обусловили уменьшение величины ледникового коэффициента K_l (площадь аккумуляции / площадь абляции) с 1,11 до 0,82, а коэффициента AAR (площадь аккумуляции / площадь всего оледенения) – с 0,52 до 0,45, т.е. по району в целом площадь аккумуляции стала меньше площади абляции. Значения $K_l < 1$ и

$AAR < 0,5$ свидетельствуют о явной тенденции к проявлению неустойчивости ледниковой системы СЦХ в целом.

Объемы ледников V (км³), приведенные в табл. 4, рассчитывались по формуле Мазо - Глазырина [16], учитывающей характерные морфометрические параметры ледников – площадь F (км²), длину L (км) и уклон поверхности:

$$V = 1,63 \cdot F \cdot h_0 / (1 + \Delta z / h_0)^{0,774}, \quad h_0 = 0,073\sqrt{L}, \quad (2)$$

в которой Δz – разность максимальной и минимальной отметок ледника, км.

Таблица 4

Изменение объема ледников за 1956...2000 гг., км³

Бассейн	1956	2000	1956...2000	%
Биен	1,0590	0,7131	-0,3459	-32,7
Аксу	4,2792	2,6974	-1,5818	-37,0
Лепсы	7,1581	4,4870	-2,6711	-37,3
Всего	12,4963	7,8975	-4,5988	-36,8

По СЦХ в целом объем ледников сократился с 12,4963 до 7,8975 км³, т.е. на 4,5988 км³, или на 36,8 %, по 0,84 %/год. Уменьшение объема льда оказалось на 3,5 % больше, чем сокращение площади, что обусловлено стаиванием значительной части языков ледников, а также уменьшением толщины льда за счет абляции на сохранившихся их участках.

Потери площади и объема льда привели к существенно отрицательному балансу массы ледников B (г/см²), величина которого вычислялась по формуле:

$$B = \Delta V \cdot \rho / T \cdot F, \quad (3)$$

где ΔV – разность объемов льда в 1956 и 2000 гг., км³; T – расчетный интервал времени, число лет; F – средняя площадь оледенения за интервал T , км²; ρ – средняя плотность льда, принятая равной 0,9 г/см³. Рассчитанная по (3) средняя годовая величина баланса массы ледников бассейна р. Биен составила минус 30,5, р. Аксу – -33,2, р. Лепсы – -42,0 и для оледенения всей Северной Джунгарии – -37,3 г/см². Эта последняя величина близка к значению годового баланса оледенения северного склона Заилийского Алатау (-39,0 г/см²) за период 1955...1990 гг. [5], что еще раз говорит об общности процессов внешнего массообмена в ледниковых системах гор юго-востока страны. За 44 года ледники СЦХ со всей их площади потеряли слой льда толщиной в 16,4 м.

Первые определения величины ледникового стока для отдельных крупных долинных ледников и частных бассейнов СЦХ были предприня-

ты в середине 50-х гг. на основе натурных измерений абляции на доступных участках языков. Так, К.Г. Макаревич в [17] представил результаты измерений таяния на леднике № 214-Берга в верховьях р. Балакоры и оценил суммарную абляцию для всего оледенения бассейна р. Лепсы за 1953...1954 гг. Правда, все стоковые характеристики в [17] даны только в процентах, а данные об объемах ледникового стока не приводятся. П.А. Черкасов [22] в 1956...1957 гг. измерял абляцию на ледниках № 166-Абая и № 172-Герасимова в истоках р. Суурсай (Суурлинка) и рассчитал ледниковый сток бассейна р. Баскан за эти годы. Однако, с точки зрения гляциогидрологии и оценки водных ресурсов гляциальной зоны, большее значение имеют определения ледникового стока и его нормы со всей площади оледенения Северной Джунгарии.

Один из первых опытов расчета стока с ледников бассейнов СЦХ принадлежит П.Ф. Лаврентьеву [14]. В основу его оценки ледникового стока была положена связь модуля термического (талого) стока, отнесенного к площади оледенения, принятой им в 329,4 км² [15], с высотой концов языков ледников. Этот способ не очень точен, в т.ч. из-за ошибок в определении высот ледниковых языков, снятых с топоосновы М 1:100000. Поэтому рассчитанный в [14] объем ледникового стока рек Биен – Аксу – Лепсы, равный 205,7 млн. м³ и 13,1 % от общего их стока, оказался существенно заниженным (по меньшей мере, на 1/3).

Позднее С.В. Гринберг [10], напротив, значительно завысил величину ледникового стока рек СЦХ, оценив её в 460 млн. м³. При расчленении гидрографа он не совсем корректно определил вклад отдельных источников питания рек: долю стока за счет снеготаяния в 31 %, а за счет таяния льда – в 34 %. Это соотношение должно быть обратным и существенно большим в пользу снеготаяния.

В монографии А.Н. Кренке [13] ледниковый сток североджунгарских рек, рассчитанный по его известной «глобальной» формуле связи суммарной абляции A (мм) с летней температурой воздуха t_n (°C) на высоте границы питания:

$$A = (t_n + 9,5)^3, \quad (4)$$

определен в 270 млн. м³.

Специально занимавшиеся расчетами водного баланса рек Северной Джунгарии И.С. Соседов и др. [18] по ранее разработанной нами методике [4], учитывающей все составляющие стока с площади ледников и морен, определили норму ледникового стока рек СЦХ в 309,4 млн. м³. Эту

же цифру повторили Г.А. Токмагамбетов и Н.В. Ерасов в [19]. Позднее И.С. Соседов и др. [6, 7] по той же методике уточнили величину среднего многолетнего ледникового стока района, доведя её до 319,2 млн. м³, составивших 17 % от общего речного стока.

В своей последней книге П.А. Черкасов [21] для установления нормы ледникового стока выбрал 1976...1977 балансовый год, по его мнению, средний по условиям режима за период наблюдений 1967...1991 гг. на леднике Шумского. Однако в 25-летнем ряде этот год никак нельзя считать средним: он был исключительно теплым, занимая второе место по интенсивности таяния после 1974 г. Кроме того, в суммарную абляцию в [21] включено и таяние сезонного снега на конечных моренах. Поэтому норма ледникового стока, рассчитанная по «среднему» 1977 г., оказалась сильно завышенной, составив в объеме 457 млн. м³ (с. 278).

Как видно из приведенного выше обзора вариантов расчета нормы ледникового стока бассейнов рек СЦХ, его значения колеблются от 206 до 460 млн. м³, с разницей между ними в 2,2 раза. При этом для расчетов у всех авторов взята стокообразующая площадь льда только одного 1956 г. из [12], т.е. без учета сокращения этой площади за счет дегляциации в последующие десятилетия.

Для определения действительного среднего многолетнего значения ледникового стока по удельной суммарной абляции A (мм) мы использовали достаточно тесную связь последней со средней летней (июнь-август) температурой воздуха t_n (°C) на высоте снеговой линии. Формула этой связи получена на основе анализа того же 25-летнего ряда (1967...1991 гг.) массбалансовых измерений на леднике Шумского:

$$A = (t_n + \Delta t + 11)^3, \quad (5)$$

где Δt – температурный скачок при переходе с морены на ледниковую поверхность, равный минус 1 °C.

В качестве базовой взята метеостанция Сарканд, расположенная в долине р. Саркан на высоте 764 м, в 35 км к северу от ледниковых истоков этой реки. Значение вертикального температурного градиента, согласно специальным проработкам П.А. Черкасова [20] и В.П. Благовещенского [1], принято равным 7,2 °C/км. Годовые величины удельной суммарной абляции за период 1956...2000 гг. рассчитаны по формуле (5) для средней многолетней высоты снеговой линии, равной 3600 м. Ледниковый сток за каждый год этого периода подсчитан с учетом изменения площади оледенения СЦХ, величины которой между реперными годами, 1956, 1990 и

2000, получены сообразно изменениям температуры воздуха на высоте границы питания (табл. 5, рис.1).

Таблица 5

Годовые значения площади оледенения и ледникового стока рек
Северной Джунгарии за 1956...2000 гг.

Год	Площадь ледников, км ²	Ледниковый сток, млн. м ³	Год	Площадь ледников, км ²	Ледниковый сток, млн. м ³
1956	300,9	400,5	1979	247,7	240,3
1957	298,4	376,0	1980	245,5	300,7
1958	297,0	216,5	1981	243,4	266,0
1959	294,8	331,6	1982	240,7	347,3
1960	293,1	251,2	1983	238,1	334,5
1961	290,9	356,4	1984	235,3	367,3
1962	287,4	521,9	1985	232,8	301,5
1963	284,9	368,9	1986	230,6	282,5
1964	282,8	309,1	1987	228,4	257,0
1965	279,3	507,2	1988	226,6	206,9
1966	276,3	431,3	1989	224,6	231,3
1967	274,6	235,3	1990	222,1	287,6
1968	272,4	333,7	1991	219,7	343,0
1969	270,6	254,6	1992	218,2	218,2
1970	268,3	319,5	1993	217,2	142,9
1971	266,1	299,4	1994	214,9	326,9
1972	264,8	180,3	1995	212,7	306,9
1973	262,6	321,7	1996	210,5	303,8
1974	259,4	471,1	1997	208,1	324,8
1975	256,9	341,9	1998	205,2	391,3
1976	254,7	312,0	1999	203,2	270,5
1977	251,7	413,5	2000	200,7	338,2
1978	249,6	272,8			

Из данных табл. 5 и рис. 1 следует, что полученное из 45-летнего ряда среднее многолетнее значение ледникового стока рек Северной Джунгарии составляет 316 млн. м³. Экстремальными годами в межгодовом ходе ледникового стока были 1962-й с максимумом стока $W_{\max} = 521,9$ млн. м³ и 1993-й с минимумом стока $W_{\min} = 142,9$ млн. м³. Сравнительно небольшая величина отношения W_{\max} / W_{\min} , равная 3,65, свидетельствует о небольшой межгодовой изменчивости ледникового стока и «гарантийности» его вклада в общий речной сток. Средний за 5-летие максимум ледникового стока пришелся на пентаду 1961...1965 гг. – 412,7 млн. м³, а минимум – на пентаду 1986...1990 гг. – 253,1 млн. м³.

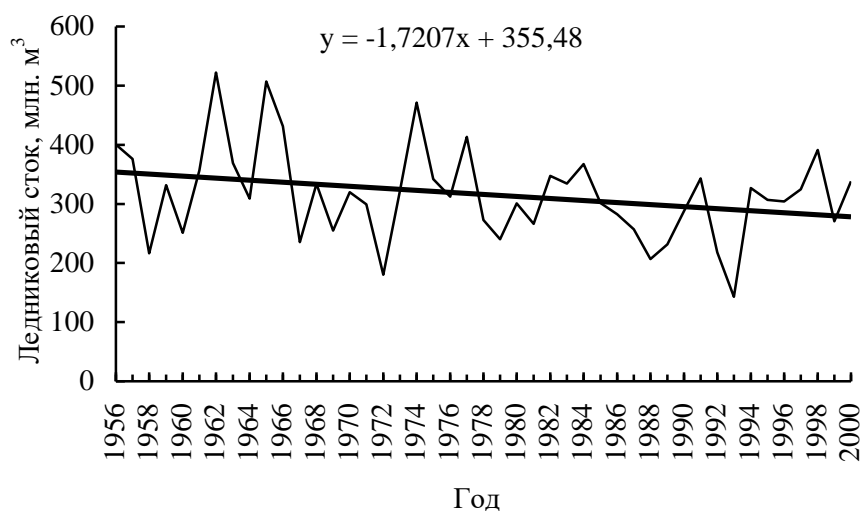


Рис. 1. Годовой ход и линия тренда ледникового стока рек Северной Джунгарии за 1956...2000 гг.

Результаты расчетов нормы общего речного и ледникового стока в замыкающих створах основных бассейнов СЦХ представлены в табл. 6.

Таблица 6

Средний многолетний сток рек Северной Джунгарии

Река - пункт	Общий сток			Ледниковый сток			F _л /F	W _л /W
	F	Q	W	F _л	Q _л	W _л		
Биен – с. Арасан	369	4,0	126	23,2	0,93	29,2	6,2	23,2
Аксу – пос. Джансугуров	1330	11,5	363	53,9	2,15	67,9	4,0	24,6
Саркан – с. Сарканд	645	7,2	228	43,7	1,74	55,0	6,8	24,1
Баскан – с. Новопокровка	883	11,0	347	64,5	2,57	81,2	7,3	23,4
Лепсы – с. Лепсинск	1220	20,9	658	65,7	2,62	82,7	5,4	12,6
Сумма (среднее)	4447	54,6	1722	251,0	10,01	316,0	5,6	18,4

Примечание: F и F_л – общая площадь бассейна и средняя площадь ледников, км²;
 Q и Q_л – средний годовой расход общего и ледникового стока, м³/с;
 W и W_л – объем общего и ледникового стока, млн. м³; F_л/F – доля площади ледников в общей площади бассейна, %; W_л/W – доля ледникового стока в общем речном стоке, %.

При анализе рядов стока основных рек Северной Джунгарии выявлено, что тесная корреляционная связь между величинами общего и ледникового стоков отсутствует, хотя оба они испытывают влияние одного и того же комплекса физико-географических, а особенно – климатических, факторов. Вместе с тем сопоставление временных рядов обоих стоков за 42 года на примере р. Саркан (рис. 2), как и следовало ожидать, исходя из

природы этих стоков, показывает их достаточно выраженную асинхронность: периодам с высокой водностью общего стока соответствует пониженный ледниковый сток и, наоборот, чем и определяется заметное регулирующее влияние ледников на колебания общего речного стока.

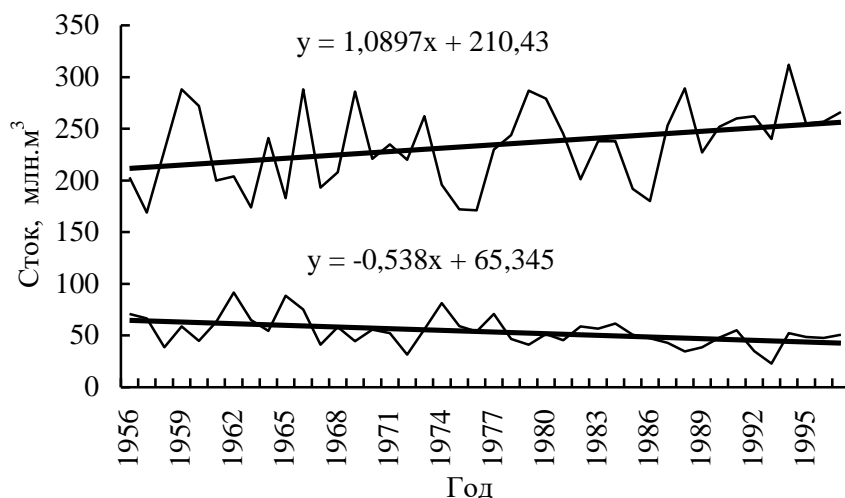


Рис. 2. Годовой ход общего (верхняя кривая) и ледникового стока (нижняя кривая) р. Саркан за 1956...1997 гг.

Еще более явственно эта асинхронность выявляется при сравнении интегрально-разностных кривых стока р. Саркан (рис. 3).

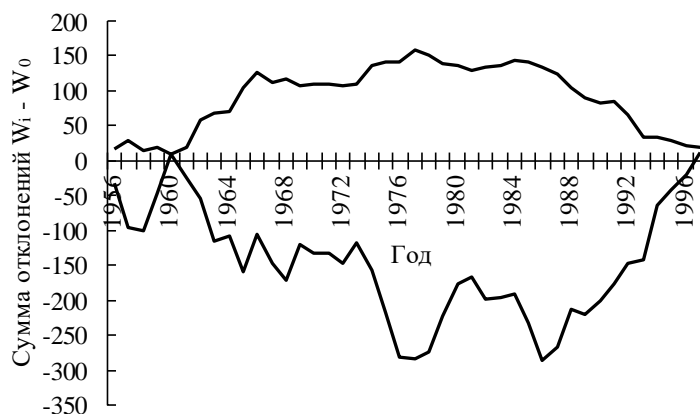


Рис. 3. Интегрально-разностные кривые общего (верхняя кривая) и ледникового (нижняя кривая) стока р. Саркан за 1956...1997 гг.

Ход кривой ледникового стока более плавный, без резких пиков, а для общего стока характерен большой размах колебаний, связанный с

большой величиной (в 15 раз) стокообразующей площади. Отмеченные особенности во временном ходе общего и ледникового стока свойственны для всех бассейнов северного макросклона хребта, а особенно – для наиболее «оледенелых» бассейнов Баскана и Лепсы.

Судя по натурным измерениям годовой аккумуляции и абляции на леднике Шумского в 1966...1991 гг. [21], коэффициент ледникового стока в этом периоде в среднем равен 1,11. В отдельные годы он существенно превышает единицу вследствие значительного таяния и расхода запасов многолетнего льда или, наоборот, оказаться меньше её из-за повышенного накопления снега и холодного лета. Так, в 1972 г. коэффициент ледникового стока со всей поверхности ледника Шумского составил лишь 0,25, а в 1974 и 1982 гг. он превышал 2,50, достигая в нижней части языка ледника 4...5. Средняя величина слоя стока с неледниковой поверхности речных бассейнов составляет 342 мм, а с площади ледников – 1259 мм, т.е. в 3,7 раза больше (как и модуль стока). Этим и определяется ценность и значимость существующих ледников как важнейшего источника и ресурса воды. Доля ледникового стока в общем годовом речном стоке в среднем за 45 лет определена в 18,4 %. В период абляции его доля в замыкающих створах увеличивается до 30...40 %. Можно полагать, что эти цифры достаточно адекватно отражают долю ледникового питания рек СЦХ во второй половине 20 века. За 1956...2000 гг. в общий сток за счет талых ледниковых вод поступило 14,2 км³ воды.

Внутригодовое распределение стока рек с ледниковым питанием существенно отличается от такового у рек, в бассейнах которых оледенение отсутствует. Для сравнения взяты та же р. Саркан и «безледниковая» р. Кызылагаш на западе СЦХ. Сопоставление данных месячного стока этих рек в средний по водности год показывает (рис. 4), что относительный максимальный сток р. Кызылагаш приходится на март – май (53,5 %), а у р. Саркан – на июнь – август (54,4 %). Как видим, максимум стока у рек с ледниковым питанием, по сравнению с реками без ледников, сдвигается с весны на лето, когда потребность в воде для сельского хозяйства наиболее ощутима. Этот факт еще раз подчеркивает важность стока ледниковых рек для обеспечения поступления поливной воды на орошаемые земельные массивы.

Изменения, могущие произойти во внутригодовом распределении стока рек с ледниковым питанием при дальнейшей деградации оледенения, детально рассмотрены в работе В.В. Голубцова [9] на примере рек Шилик и Шарын на юге Алматинской области.

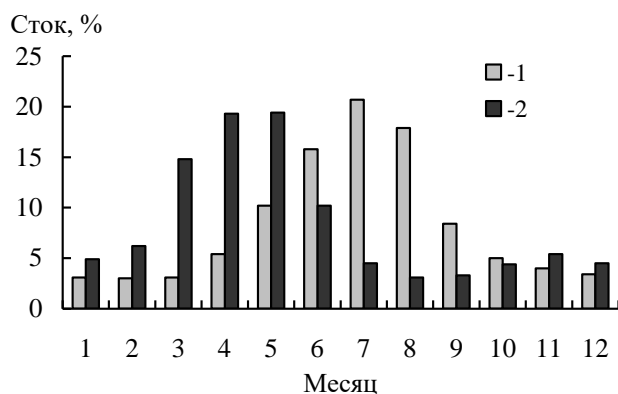


Рис. 4. Месячный сток среднего по водности года ледниковой р. Саркан (1) и «безледниковой» р. Кызылагаши (2).

Следует отметить еще один примечательный факт. Как видно на рис. 2, ледниковый сток р. Саркан за рассматриваемый период монотонно уменьшался за счет сокращения площади льда. Вместе с тем общий сток реки, судя по линии тренда, увеличивался, особенно в последние годы. Такое, вроде бы, «несоответствие» может иметь единственное объяснение: общий сток повышается в связи с увеличением осадков в горных водосборах, обусловленным потеплением климата. Аналогичная ситуация имеет место и во всех других ледниковых бассейнах Северной Джунгарии.

В последнее десятилетие 20 века и в первую декаду 21 века, несмотря на повышенный температурный фон, обеспечивающий увеличение удельной суммарной абляции, ледниковый сток рек Северной Джунгарии, как и в других частях этой горной системы, например, на западе – в бассейне р. Каратал [3], продолжал уменьшаться из-за прогрессирующей деградации оледенения. Судя по прогнозам климатологов и гляциологов, в результате ожидаемого дальнейшего потепления процессы дегляциации и сокращения ледникового стока в горах юго-востока Казахстана будут продолжаться в течение ближайших десятилетий.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Благовещенский В.П. Температурный режим высокогорных районов Средней Азии и Казахстана // Ледники, снежный покров и лавины горных районов Казахстана. – Алма-Ата: Наука, 1989. – С. 53-73.
2. Вилесов Е.Н., Морозова В.И. Ледники и ледниковый сток в бассейнах рек Тентек и Ргайты в Джунгарском Алатау // Гидрометеорология и экология. – 2005. – № 4. – С. 125-135.

3. Вилесов Е.Н., Морозова В.И. Современные тенденции изменения размеров оледенения и ледникового стока в бассейне р. Каратал, Западная Джунгария // Гидрометеорология и экология. – 2006. – № 3. – С. 80-92.
4. Вилесов Е.Н., Соседов И.С. и др. Опыт оценки ледникового стока рек северного склона Заилийского Алатау // Вестник АН КазССР. – № 11. – 1973. – С. 25-31.
5. Вилесов Е.Н., Уваров В.Н. Эволюция современного оледенения Заилийского Алатау в XX веке. – Алматы: КазНУ, 2001. – 252 с.
6. Водный баланс и водные ресурсы северного склона Джунгарского Алатау. Алма-Ата: Наука, 1984. – 152 с.
7. Гидрологические и водохозяйственные аспекты Или-Балхашской проблемы. Л.: Гидрометеоздат, 1989. – 310 с.
8. Глазырин Г.Е. Влияние площади и ориентации ледников на их сокращение при изменении климата // Материалы гляциол. исслед. – Вып. 103. – 2007. – С. 118-123.
9. Голубцов В.В. Изменение водных ресурсов и режима рек в результате деградации горного оледенения в их бассейнах // Гидрометеорология и экология. – 2008. – № 1. – С. 47-62.
10. Гринберг С.В. Условия формирования и расчет максимального стока рек северного склона Джунгарского Алатау. Алма-Ата: Казгосиздат, 1963. – 156 с.
11. Зенкова В.А. Ледники Джунгарского Алатау // Вопросы географии Казахстана. Вып. 3. Алма-Ата: АН КазССР, 1959. – С. 138-155.
12. Каталог ледников СССР. Том 13. Вып. 2. Часть 6. Бассейны рек Биен, Аксу, Лепсы. Л.: Гидрометеоздат, 1970. – 84 с.
13. Кренке А.Н. Массообмен в ледниковых системах на территории СССР. Л.: Гидрометеоздат, 1982. – 288 с.
14. Лаврентьев П.Ф. Влияние оледенения на основные характеристики речного стока на примере рек северного склона Джунгарского Алатау // Материалы гляциол. исслед. Вып. 9. – 1964. – С. 116-121.
15. Лаврентьев П.Ф. Современное оледенение Джунгарского Алатау // Известия ВГО, т. 90, Вып. 2. – 1958. – С. 166-170.
16. Мазо А.Б., Глазырин Г.Е. Метод расчета объема стационарного горного ледника // Труды САРНИГМИ, 1986, Вып. 117(198), С. 88-98.
17. Макаревич К.Г. Гидрологический режим Лепсинских ледников в Джунгарском Алатау // Вестник АН КазССР, № 9 (162). – 1958. – С. 48-60.

