

Новая инвентаризация ледников в юго-восточной части Восточного Саяна

© 2013 г. Э.Ю. Осипов¹, А.Ю. Ашметьев^{1,2}, О.П. Осипова³, Е.В. Клевцов⁴

¹Лимнологический институт СО РАН, Иркутск; ²Иркутский государственный университет;

³Институт географии СО РАН имени В.Б. Сочавы, Иркутск; ⁴Иркутский государственный технический университет
eduard@lin.irk.ru

Статья принята к печати 19 февраля 2013 г.

Восточный Саян, ГИС, изменения климата, инвентаризация ледников, картирование, малый ледниковый период.
Climate change, East Sayan, GIS, glacier inventory, Little Ice Age, mapping.

На основе анализа космических снимков высокого (Quick Bird 2006 г., WorldView-1 2008 г.) и среднего (Landsat-7 ETM+ 2001 г.) разрешения, топографических карт, цифровой модели SRTM, а также материалов полевых исследований обновлены данные о ледниках юго-восточной части Восточного Саяна (районы хр. Мунку-Сардык и пика Топографов). Исследовано 13 ледников общей площадью 5,1 км². С помощью ГИС-технологий построена электронная карта ледников с атрибутивной базой данных. Ледники расположены в высотном диапазоне 2800–3490 м (Мунку-Сардык) и 2340–2950 м (пик Топографов), снеговая линия проходит на высоте 2540–3110 м, повышаясь к юго-востоку. За последние 160 лет (с конца малого ледникового периода) ледники существенно сократились: их площадь уменьшилась на 49%; концы ледников по длине отступили на 570 м, а по высоте – на 124 м. Анализ региональных климатических данных показал хорошую корреляцию темпов дегляциации с ростом летней температуры воздуха во второй половине XX в. В последнее десятилетие на фоне летнего похолодания и увеличения суммы твёрдых осадков наблюдаются более благоприятные условия для сохранения массы ледников.

Введение

Горные ледники – хорошие индикаторы климатических изменений, так как изменения условий аккумуляции и абляции (т.е. климата) сильно влияют на их размеры. Естественно, небольшие ледники быстрее реагируют на процессы глобального потепления, которые вызывают неуклонное сокращение площади ледников, что установлено, в частности, для отдельных горных районов внутренней Азии. Поэтому гляциологический мониторинг представляет собой важнейший способ индикации климатических изменений. Между тем для юга Восточной Сибири (хребты Кодар, Байкальский, Восточный Саян) данных о современном состоянии горных ледников недостаточно. Лишь недавно опубликовано несколько гляциологических работ по Кодару и Восточному Саяну [6, 9, 13, 17].

Восточный Саян относится к высокому нагорью, которое протянулось с северо-запада на юго-восток от левобережья р. Енисей до р. Иркут более чем на 1000 км и расчленено речными долинами на ряд хребтов. Наибольшие высоты (до 3490 м) отмечаются на юго-востоке Восточного Саяна, в верховьях рек Иркут и Ока. О современном состоянии ледников этого района сведений мало, хотя здесь часто бывают туристы. Последние сведения о ледниках Восточного Саяна относятся к 1950–60-м годам,

когда проводились работы по составлению Каталога ледников СССР [2, 11]. По данным последней каталогизации получены сведения о 107 ледниках, площадь которых составляет около 31,8 км² [2]. Оледенение сосредоточено в трёх районах – северо-западном, центральном и юго-восточном. Преобладают ледники малых размеров: лишь четыре из них имеют площадь более 1 км². Ледники относятся к шести морфологическим типам: каровые, карово-долинные, долинные, присклоновые, висячие и котловинные. Каровые ледники составляют 55% общего числа ледников.

Цель нашей работы – обновить информацию о современном состоянии и изменении планово-высотных характеристик некоторых ледников Восточного Саяна с использованием космических снимков высокого разрешения, топографических карт, полевых материалов и опубликованных данных.

Районы и объекты исследования

Исследования вели на двух ключевых участках, представляющих собой локальные центры горного оледенения на юго-востоке нагорья, – хр. Мунку-Сардык и пик Топографов (рис. 1). Хр. Мунку-Сардык находится на крайнем юго-востоке Восточного Саяна, на границе России и Монголии, и его вершина (г. Мунку-Сардык, 3491 м) – самая



Рис. 1. Район исследования:

1 – реки; 2 – высочайшие вершины; 3 – государственная граница; 4 – горные хребты; 5 – озёра; 6 – метеостанции

Fig. 1. Study area:

1 – rivers; 2 – highest peaks; 3 – national boundary; 4 – ridges; 5 – lakes; 6 – weather stations

высокая в Восточном Саяне. Пик Топографов (3089 м) расположен на границе Бурятии и Тувы. Это – один из высочайших массивов меридионального отрезка хр. Большой Саян.

В Восточном Саяне ледники хр. Мунку-Сардык стали исследовать раньше других. О ледниках, главным образом южного (монгольского) склона хр. Мунку-Сардык, в своих отчётах упоминали Г.И. Радде (1859 г.) и А.Л. Чекановский (1871 г.). Первые систематические исследования южного и северного ледников этого хребта выполнены С.П. Перетолчиным в 1896–1903 гг. [7]. Тогда были проведены инструментальные измерения высот и температуры, составлена подробная карта ледников, сделаны их качественные фотоснимки. По данным С.П. Перетолчина, на хр. Мунку-Сардык находится четыре ледника, общая площадь которых составляет 1,68 км². Наиболее крупный из них – северный ледник главной вершины (ледник Перетолчина), имеющий площадь 0,68 км², спускается двумя потоками до высоты 2737 м; площадь южного ледника главной вершины – 0,4 км². Ледник в верховьях р. Белый Иркут (ледником Радде), площадью 0,3 км², спускается до высоты 2753 м. Позднее Е.В. Максимов оценил площадь ледника Перетолчина в 0,7 км² [4]. В 1982 г. проводилась фототеодолитная съёмка этого ледника Р.М. Мухаметовым и было установлено, что ледник опустился до отметки

2860 м и площадь его составляет 0,53 км². С 2005 г. исследования на ледниках хр. Мунку-Сардык вели сотрудники Института географии СО РАН имени В.Б. Сочавы [3, 8, 9]. Согласно их результатам, полученным с помощью GPS-измерений, ледник Перетолчина опускался до высоты 2880 м.

В отличие от ледников хр. Мунку-Сардык ледники массива пика Топографов изучены гораздо хуже. Сведения об этих ледниках, датируемые 1960-ми годами, приведены в нескольких работах [1, 11]. На пике Топографов расположены три самых крупных ледника Восточного Саяна, имеющие длину до 2,5–3 км и площадь 1,2–1,4 км² каждый.

Климатические условия района исследований определяются особенностями общей циркуляции атмосферы и горным характером территории: зимой данная территория находится в зоне действия устойчивого сибирского антициклона (малооблачная и маловетренная погода с частыми приземными инверсиями); весной и осенью усиливается зональный перенос воздушных масс, увеличивается число циклонов с запада и северо-запада; летом широтный перенос ослабляется и преобладает малоградиентная область пониженного давления со слабыми ветрами. Иногда вдоль высотной меридиональной фронтальной зоны наблюдаются выходы циклонов с юга и юго-запада, которые вызывают обильные осадки.

Среднегодовая приземная температура воздуха составляет около -8°C , на уровне 3000 м (высота изобарической поверхности 700 гПа) — около -10°C . Среднемноголетняя температура летних месяцев (июнь—август) на уровне 3000 м — около $+2^{\circ}\text{C}$. Максимум осадков (до 70% годовой суммы) приходится на три летних месяца. На распределение осадков сильно влияет рельеф. Наветренные западные и северо-западные склоны получают наибольшее количество осадков. В среднегорье Восточного Саяна количество выпадающих осадков составляет более 400 мм/год, в высокогорье — более 1000 мм/год (на метеостанции Оленья Речка — 1200 мм/год). На высоте более 2000 м твёрдые атмосферные осадки выпадают на протяжении десяти месяцев (сентябрь—июнь), хотя, по наблюдениям С.П. Перетолчина [7] и нашим, кратковременное выпадение снега и града возможно в любое время года.

Материалы и методы

Для картирования современных ледников мы использовали космические снимки Quick Bird (август 2006 г., разрешение 0,6 м) и WorldView-1 (июль—август 2008 г., разрешение 0,5 м); дополнительно — снимки Landsat-7 (сенсор ETM+, август 2001 г., пространственное разрешение 15–30 м), а также топографические карты масштаба 1:100 000 (издание 1981 г.) и 1:50 000 (издание 1992 г., состояние местности на 1978 г.). Снимки и карты привязывали в единой системе координат (проекция UTM, эллипсоид WGS-84). С помощью программы ENVI 3.4 сделана ортотрансформация снимков по модели SRTM с использованием десяти наземных контрольных точек. Для достижения максимальной «читаемости» границ ледников космические изображения при дешифрировании обрабатывались с помощью разных фильтров. Для снимка Landsat построены цветосинтезированные RGB-изображения (каналы 7–5–3), на которых достаточно хорошо дешифрируются поверхности, покрытые снегом, фирном и льдом, а также молодые отложенные морены [14]. Границы и морфологические элементы ледников векторизовались вручную в ГИС ArcView 3.2. с учётом рекомендаций, изложенных в работе [10]. Высотные отметки ледников определяли по модели SRTM 2000 г. (для района исследований размер ячейки в прямоугольных координатах 60×94 м по оси X и Y). Также использованы материалы GPS-съёмки ледника Перетолчина, выполненной в 2011 г. Все высотные отметки округляли до десятков. В ГИС

ArcView 3.2 была построена электронная (векторная) карта ледников с атрибутивной базой данных.

Точность определения линейных размеров ледника (площади S и длины L) связана с наличием двух потенциальных ошибок: 1) ошибки геопривязки (dS_g , dL_g); 2) ошибки картирования (дешифрирования) границ ледника (dS_m , dL_m), обусловленной наличием облачности, теней, моренных отложений и снежников. Кроме того, ошибка измерения длины ледника (особенно небольшого и без выраженного языка) часто связана с неясным положением его осевой линии. В нашем случае точность геопривязки оценивалась в 2 пкс для снимков Quick Bird и WorldView (т.е. $\pm 1,0$ – $1,2$ м) и в 1 пкс для панхроматического снимка Landsat (± 15 м). Значение dS_g рассчитывалось через площадь буферной зоны (ширина 1–2 пкс, т.е. 1–15 м), построенной вдоль ледниковых границ. Для оценки погрешностей картирования (dS_m и dL_m) после шестикратного оконтуривания каждого ледника двумя независимыми операторами рассчитывали среднеквадратичные ошибки измерения S и L и определяли доверительный интервал (p -уровень 0,95). Суммарная ошибка измерения линейных размеров ледников, рассчитанная как квадратный корень из суммы квадратов двух потенциальных ошибок, составила 1–19% (в среднем 6%) по площади и 1–16% (в среднем 4%) по длине. При этом величина ошибки возрастала с уменьшением размеров ледника.

Первоначально заявленная линейная абсолютная ошибка по высоте модели SRTM была менее 16 м, однако на практике эта величина оказалась ещё меньше — менее 6–9 м [5, 15, 16]. Чтобы оценить точность модели SRTM для района исследований (высокогорного), мы провели сравнительный анализ измерений высот контрольных точек по SRTM и топографической карте масштаба 1:50 000 и рассчитали доверительный интервал ($n = 50$, $p = 0,95$). Согласно полученным оценкам, погрешность определения высоты (dH_{srtm}) не превысила 10 м.

Для анализа климатических условий последних десятилетий использованы данные четырёх близлежащих метеостанций (Монды, Орлик, Оленья Речка, Тулун), а также метеостанции Иркутск с длинным рядом наблюдений.

Результаты исследований

Современное состояние ледников. Всего мы исследовали и закартировали 13 ледников общей площадью 5,1 км² (рис. 2, табл. 1), том числе три ледника (общей площадью 0,63 км²) в районе

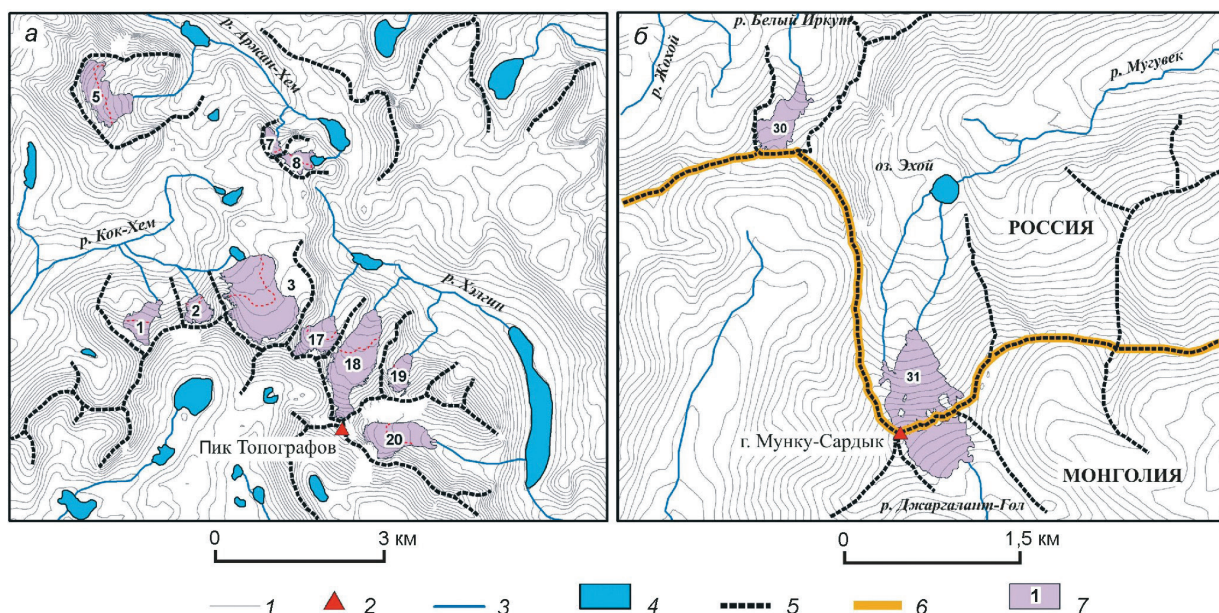


Рис. 2. Карта современных ледников в районе пика Топографов (а) и хр. Мунку-Сардык (б):

1 – изогипсы (сечение 40 м); 2 – высочайшие вершины; 3 – реки; 4 – озёра; 5 – водоразделы; 6 – государственная граница; 7 – ледники и их номера (номера ледников соответствуют КATALOGУ ледников СССР [2])

Fig. 2. Map of contemporary glaciers of Peak Topographov (a) and Munku-Sardyk (b) area:

1 – contours of relief (interval 40 m); 2 – highest peaks; 3 – rivers; 4 – lakes; 5 – water divides; 6 – national boundary; 7 – glaciers and their numbers (in accordance with the USSR Glacier Inventory [2])

хр. Мунку-Сардык и десять ледников (общей площадью 4,47 км²) в районе пика Топографов. Площадь только одного ледника (№ 3) превышает 1 км², у трёх ледников площадь составляет 0,5–1 км², а девять ледников имеют площадь менее 0,5 км². Длина ледников колеблется от 0,28 до 2,01 км (средняя длина 0,90 км). Самый длинный ледник (№ 18) расположен на северо-восточном склоне пика Топографов, самый короткий (№ 7) – севернее пика Топографов, в верховьях р. Аржан-Хем.

В районе хр. Мунку-Сардык ледники находятся в высотном интервале 2800–3490 м (средняя высота – 3175 м, средневзвешенная – 3165 м). В районе пика Топографов высотный интервал ледников – 2340–2950 м (средняя высота – 2595 м, средневзвешенная – 2570 м). Исследованные ледники относятся к четырём морфологическим типам: каровые (пять ледников); карово-долинные (четыре ледника); присклоновые (два ледника); висячие (два ледника). Доля карово-долинных ледников в общей площади ледников составляет 61%. Преобладающие экспозиции – северо-восточная (четыре ледника), восточная (три ледника) и северо-западная (три ледника). Анализ цифровых моделей ледников показал, что наибольшие площади ледниковых поверхностей ори-

ентированы на восток (28% всей площади) и север (24%). Средневзвешенные по площади уклоны ледников меняются от 11 до 32° (среднее значение 22°). Максимальный уклон имеет ледник № 31 (Перетолчина). Максимальные уклоны (до 70°) на ледниках наблюдаются на поверхности прилегающих снежных конусов.

Высота границы сезонного снега в районе хр. Мунку-Сардык (29 августа 2006 г.) была определена только для ледника № 30 (Радде, 3110 м). В районе пика Топографов высота границы сезонного снега (17 июля 2008 г. и 7 августа 2008 г.) на разных ледниках меняется от 2540 до 2720 м (средняя высота 2610 м). На поверхности отдельных ледников (№ 18–20) ниже снеговой линии прослеживается узкая полоса наложенного льда. Её нижний уровень находится на 20–40 м ниже границы сезонного снега.

Снежники в районе исследований – ключевой элемент питания ледников. Они наблюдаются главным образом на склонах восточной и северо-восточной экспозиций. На склонах западной и юго-западной экспозиций снежников почти нет, что можно объяснить метелевым переносом снега на подветренные склоны (так называемые навейные снежники). Значительное число снежников имеет лавинное происхождение. На ледниках

Бассейн	Номер по Каталогу (название) [2]	Тип*	Экспозиция**	Вытекающая река	Широта Долгота	Источник, дата	Площадь, км ²	Длина, км	Высота, ±10 м				Средневе- шенный уклон, градусы
									высшей точки	нижней точки	снеговой линии	границы питания	
Р. Белый Иркут	30 (Радле)	К	СВ	Белый Иркут	51°44,6′ 100°35,1′	Quick Bird, 29.08.2006	0,14±0,02	0,73±0,01	3120	2800	3110	—	22
	31(Перетолчина)	В	С	Мутувек	51°43,4′ 100°36,1′		0,30±0,01	0,82±0,01	3490	2920	—	—	32
Оз. Хубсугул	—	В	Ю	Джаргалант-Гол	51°43,1′ 100°36,1′	Landsat-7 ETM+, 09.08.2001	0,19±0,04	0,48±0,04	3490	3210	—	—	24
Р. Кок-Хем	1	К	СЗ	Кок-Хем	52°30,5′ 98°45,9′	World View-1, 17.07.2008	0,26±0,01	0,57±0,05	2750	2490	2670	—	22
	2	К	С		52°30,7′ 98°46,8′		0,18±0,01	0,50±0,02	2750	2490	2600	—	23
	3 (Авевича)	КД	СЗ		52°30,7′ 98°47,8′		1,33±0,02	1,48±0,01	2820	2520	2650	—	12
Р. Изиг-Суг	5	К	В	Аржан-Хем	52°32,8′ 98°45,2′	Landsat-7 ETM+, 09.08.2001	0,52±0,02	1,33±0,02	2830	2420	2720	—	23
	7	П	СЗ		52°32,3′ 98°47,9′	World View-1, 17.07.2008	0,10±0,01	0,28±0,04	2570	2440	2560	—	18
	8	П	В		52°32,1′ 98°48,3′		0,14±0,01	0,51±0,05	2570	2490	2540	—	11
Р. Тисса	17	КД	СВ	Хэлпин	52°30,4′ 98°48,6′	World View-1, 17.07.2008	0,33±0,02	0,95±0,02	2820	2450	2560	—	20
	18	КД	СВ		52°30,1′ 98°49,1′		0,93±0,01	2,01±0,01	2950	2340	2690	2650	16
	19	К	СВ		52°30,1′ 98°49,9′		0,18±0,01	0,70±0,01	2620	2390	2560	2540	21
	20 (Ячевского)	КД	В		52°29,6′ 98°49,8′		0,50±0,02	1,32±0,01	2720	2410	2590	2570	17

*К – каровый; В – висячий; КД – карово-долинный; П – прискладчатая; В – восточная. Прочерки обозначают отсутствие данных

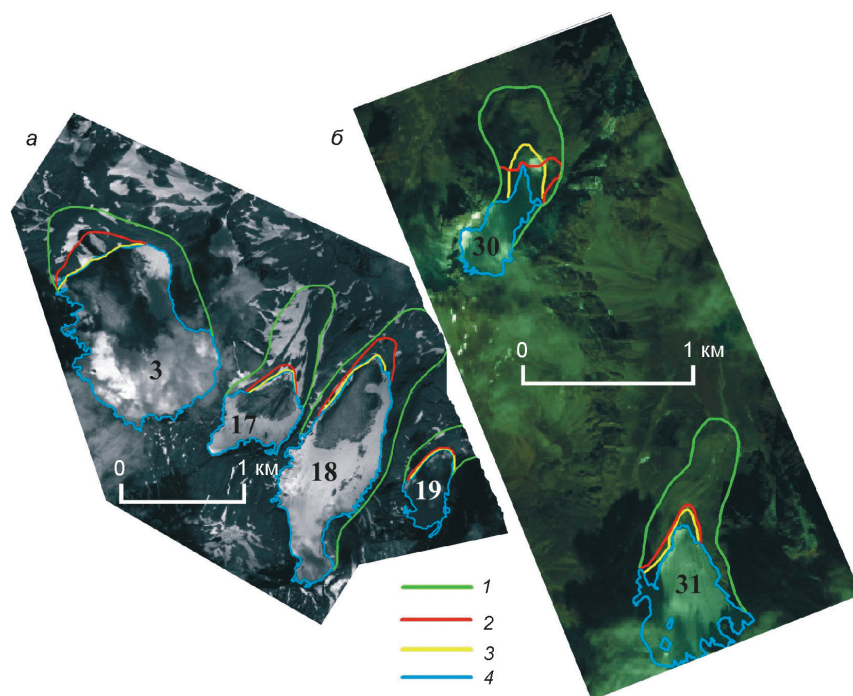


Рис. 3. Изменения размеров ледников в районе пика Топографов (а) и хр. Мунку-Сардык (б) за последние 160 лет.

В качестве фона использованы: снимок World View-1 от 17.07.2008 (а) и снимок Quick Bird от 29.08.2006 (б). 1 – конец малого ледникового периода (середина XIX в.); 2 – 1978–1981 гг.; 3 – 2000–2001 гг.; 4 – 2006–2008 гг. (цифрами показаны номера ледников, соответствующие Каталогу ледников СССР [2])

Fig. 3. Changes of glaciers of Peak Topographov (a) and Munku-Sardyk (b) area.

Images World View-1 of 17.07.2008 (a) and Quick Bird of 29.08.2006 (b) were used as backgrounds. 1 – end of the Little Ice Age (middle of XIX century); 2 – 1978–1981; 3 – 2000–2001; 4 – 2006–2008 (figures show glaciers' numbers in accordance with the USSR Glacier Inventory [2])

можно определить области питания и абляции, а также такие элементы ледниковой поверхности, как поперечные полосы и трещины. На каровых и карово-долинных ледниках в области аккумуляции видны бергшрудны, отделяющие основное тело ледника от оледенелых склонов и снежников.

Изменение ледников за последние 160 лет.

В предполях современных ледников, на удалении от их концов до 1170 м (ледник № 20), хорошо дешифрируются конечно-моренные комплексы. Морены лишены почвенно-растительного покрова и образованы серией гряд и разделяющих их понижений. Высотный диапазон распространения морен достигает 230 м. Время формирования наиболее выдвинутых конечно-моренных валов оценивается началом XIX в. [4]. Исследования конечно-моренного комплекса ледника Перетолчина показали, что максимальный вал, имеющий высоту до 30 м, расположен в 700 м от конца современного ледника, а его подошва находится на высоте 2700 м. Лихенометрические исследования, выполненные в осевой части морены, показали, что максимальный размер талломов лишайника *Rhizocarpon Geographicum* составляет 11–16 мм, что при использовании лихенометрической кривой, полученной для Алтая [12], соответствует 130 годам. Таким образом, можно предположить, что колонизация морены лишайником началась не позднее 1880-х годов, а сама морена относится к финальной фазе малого ледникового

периода, которая часто условно определяется 1850 г. [12]. По данным нашей реконструкции, площадь ледника Перетолчина в то время составляла 0,65 км², а длина – 1,47 км.

На основании морфологической схожести конечно-моренных комплексов исследованных ледников мы относим их к середине XIX в. По результатам дешифрирования конечных и береговых морен на космических снимках мы реконструировали границы ледников в конце малого ледникового периода (рис. 3). С середины XIX в. размеры ледников значительно сократились (табл. 2). Их площадь уменьшилась на 26–68% (в среднем на 49%). Наиболее сократились ледники № 1 и № 30, меньше всего – ледник № 3 (Авгевича). Как уже отмечалось, площадь небольших ледников уменьшилась больше, чем крупных. Длина ледников стала меньше на 0,26–1,15 км (в среднем на 570 м). Концы ледников поднялись на 40–230 м (в среднем на 124 м). Если рассматривать ледники массива Мунку-Сардык, то по площади они сократились на 52% (0,33% в год), их длина стала меньше на 490 м (3 м/год), а концы поднялись на 113 м (0,7 м/год). Сильнее всего изменилась площадь ледника Радде (на 67%). Площадь ледника № 31 (Перетолчина) сократилась на 52%, длина – на 740 м, а конец поднялся на 230 м (рис. 4). Площадь ледников пика Топографов уменьшилась на 48% (0,31% в год), длина – на 590 м (4 м/год), высота концов – на 127 м (0,8 м/год). Максимум сокращения площади

Таблица 2. Изменение размеров ледников Восточного Саяна за последние 160 лет¹

Район	Номер по КATALOGу (название) [2]	Площадь, км ² (%)		Длина, км (%)		Высота низшей точки, м	
		1850–2008 гг.	1955–2008 гг.	1850–2008 гг.	1955–2008 гг.	1850–2008 гг.	1955–2008 гг.
Хр. Мунку-Сардык	30 (Радде)	–0,28(–67)	–0,16(–53)	–0,48(–40)	–	70	–
	31 (Перетолчина)	–0,32(–52)	–	–0,74(–47)	–0,18(–18)	230	10
	Южный ледник хр. Мунку-Сардык (Монголия)	–0,12(–39)	–	–0,26(–35)	–	40	–
<i>Итого по хр. Мунку-Сардык</i>		<i>–0,72*(–52**)</i>	<i>–0,16*(–53**)</i>	<i>–0,49***(–41**)</i>	<i>–0,18***(–18**)</i>	<i>113**</i>	<i>10**</i>
Пик Топографов	1	–0,54(–68)	–0,34(–57)	–0,64(–53)	–0,53(–48)	50	–
	2	–0,24(–57)	–0,12(–40)	–0,45(–47)	–0,40(–44)	190	–
	3 (Авгевича)	–0,46(–26)	–0,07(–5)	–0,57(–28)	–0,22(–13)	100	20
	5	–0,43(–45)	–0,28(–35)	–0,45(–25)	–0,17(–11)	170	–
	7	–0,04(–29)	0 (0)	–0,28(–50)	–0,12(–30)	80	–
	8	–0,10(–42)	–	–0,41(–45)	–	50	–
	17	–0,42(–56)	–0,27(–45)	–0,82(–46)	–	170	–
	18	–0,63(–40)	–0,27(–23)	–0,64(–24)	–0,49(–20)	180	20
	19	–0,24(–57)	–0,12(–40)	–0,52(–43)	0 (0)	140	90
<i>Итого по пикку Топографов</i>		<i>–3,94*(–48**)</i>	<i>–2,27*(–34**)</i>	<i>–0,59***(–41**)</i>	<i>–0,28***(–24**)</i>	<i>127**</i>	<i>65**</i>
Всего		–4,66*(–49**)	–2,43*(–36**)	–0,57***(–41**)	–0,26***(–23**)	124**	54**

¹ При цифрах, выделенных курсивом: * – суммарное значение, ** – среднее значение. Прочерки обозначают отсутствие данных.

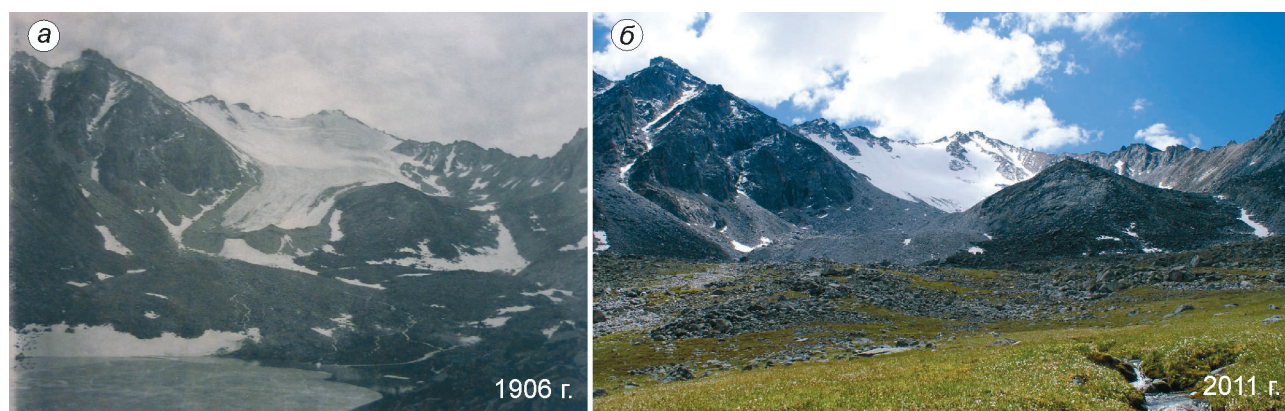


Рис. 4. Ледник Перетолчина (Мунку-Сардык) в 1906 г. (а) и 2011 г. (б).

Фото (а) взято из работы [7]; фото (б) – авторов данной работы

Fig. 4. Peretolchina Glacier (Munku-Sardyk area) in 1906 (а) and 2011 (б).

Photo (а) was taken from [7], photo (б) by authors of this paper

отмечен у карового ледника № 1 (68%), минимум – у карово-долинного ледника № 3 (26%).

Сравнительный анализ полученных данных с материалами Каталога, составленного, в основном, по материалам аэрофотосъёмок 1953 и 1958 гг. [2], позволил оценить относительные изменения размеров ледников во второй половине XX в. (см. табл. 2). К сожалению, из-за отсутствия исходных аэрофотоснимков нельзя оценить

погрешность определения размеров ледников, приведённых в Каталоге [2]. Однако при сравнении были исключены ледники, размеры которых, на наш взгляд, были измерены с большой ошибкой. Так, приведённая в Каталоге площадь ледника № 31 (0,7 км²) [2], заимствованная из работы Е.В. Максимова [4], сильно преувеличена.

Таким образом, за последние 55 лет площадь исследованных ледников сократилась на 36%

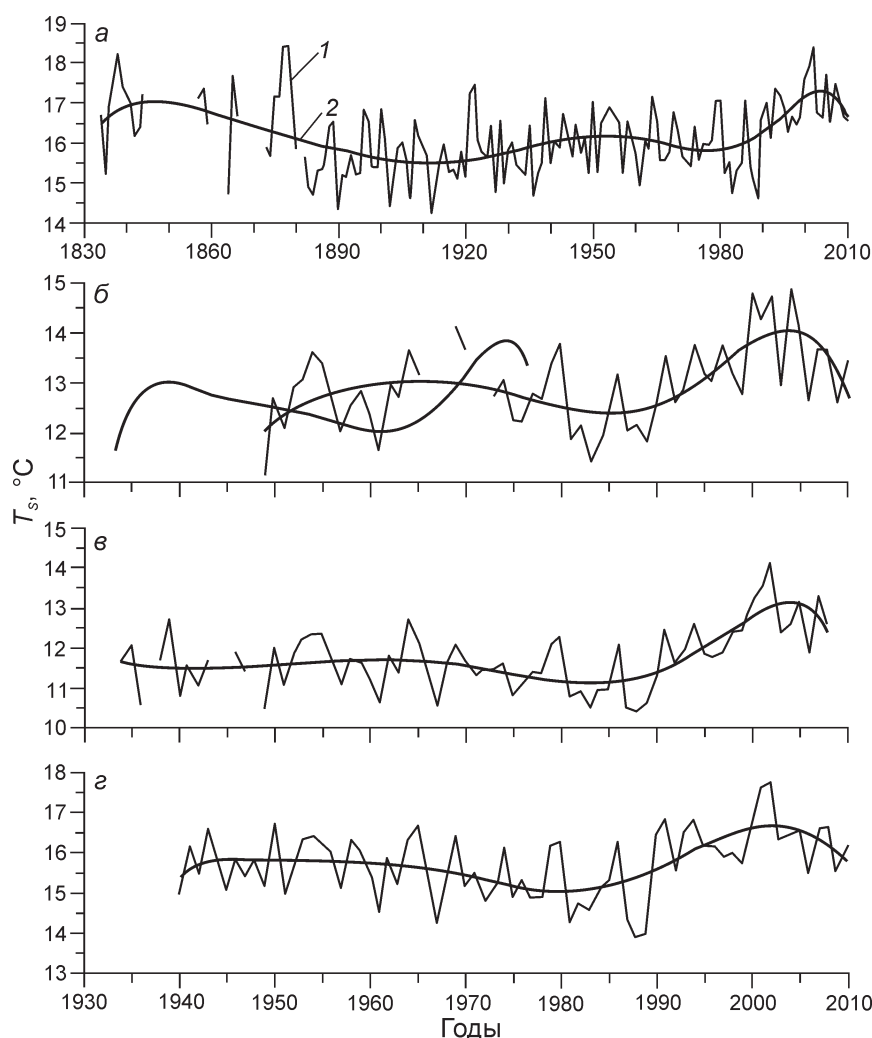


Рис. 5. Многолетние изменения средней летней (июнь–август) температуры на близлежащих гидрометеостанциях (1) и полиномиальные тренды (2). Метеостанции: а – Иркутск; б – Монды; в – Орлик; г – Тулун

Fig. 5. Time-series of mean summer (June–August) temperature on nearest weather stations (1) and polynomial trends (2).

Weather station: а – Irkutsk; б – Mondy; в – Orlik; г – Tulun

(0,68 %/год), что составляет половину сокращения ледников с конца малого ледникового периода (последние 160 лет). Средняя длина ледника уменьшилась на 260 м (5 м/год), а концы ледников поднялись на 54 м (1 м/год), что составляет 49 и 39% соответствующих изменений за последние 160 лет. По нашим приближённым оценкам, примерно половина общей дегляциации исследуемого района пришлась на последнюю треть рассматриваемого 160-летнего отрезка времени (см. рис. 3).

Климатические изменения. Климатические условия существования ледников определяются прежде всего летней температурой (абляция) и суммой твёрдых осадков (аккумуляция). Для анализа климатических изменений в регионе за последние десятилетия использованы материалы наблюдений на близлежащих ГМС – Монды, Орлик, Оленья Речка, Тулун и Иркутск. Наиболее длинный ряд непрерывных наблюдений за температурой (с 1873 г.) был на метеостанции Иркутск.

Для расчёта средней летней температуры использовались средние месячные значения за июнь–август; количество твёрдых осадков рассчитывалось как сумма месячных осадков за период с сентября по июнь, когда наблюдается устойчивое накопление снега в ледниковой зоне [7].

Многолетние изменения средней летней температуры на отдельных станциях показаны на рис. 5. Температура на среднегорных метеостанциях хорошо коррелирует с температурой в Иркутске: коэффициент корреляции для станции Монды составляет 0,85, Ильчир – 0,93, Орлик – 0,91, Оленья Речка – 0,81, Тулун – 0,91. На основании этого температурный ряд метеостанции Иркутск можно считать вполне репрезентативным для анализа климатических изменений в изучаемом регионе за последние 140 лет. Все температурные кривые демонстрируют квазициклические изменения. Снижение летней температуры (на 1,5 °C) в 1850–1910 гг. сменилось её незначи-

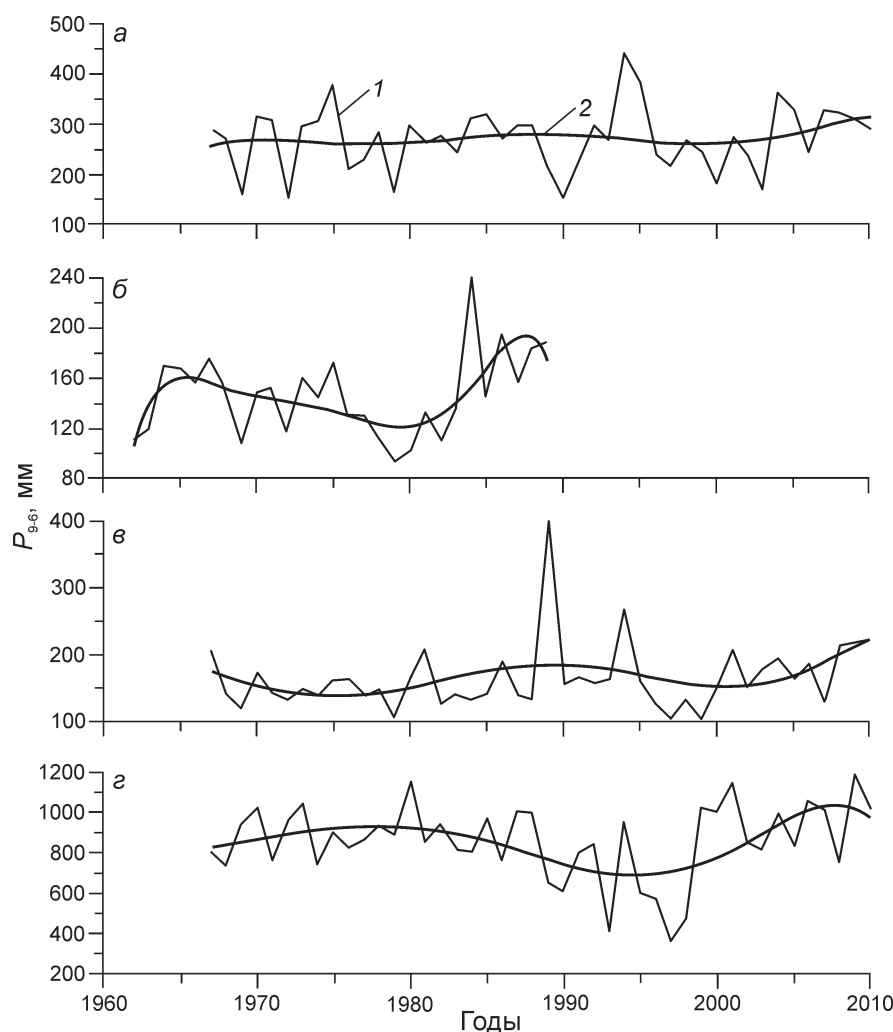


Рис. 6. Многолетние изменения суммы твёрдых осадков за сентябрь–июнь на близлежащих метеостанциях (1) и полиномиальные тренды (2).

Метеостанции: а – Иркутск; б – Монды; в – Орлик; г – Оленья Речка

Fig. 6. Time-series of snow precipitation (September–June) on nearest weather stations (1) and polynomial trends (2).

Weather station: а – Irkutsk; б – Mondy; в – Orlik; г – Olenya Rechka

тельным повышением (на $0,6^{\circ}\text{C}$) в 1910–1955 гг., а затем – вновь понижением (на $0,5^{\circ}\text{C}$), которое продолжалось примерно до середины 1980-х годов. С этого времени до 2005 г. температура устойчиво повышалась (на $1,5^{\circ}\text{C}$), а затем тенденция стала противоположной.

В отличие от летней температуры сумма твёрдых осадков на всех станциях не демонстрирует каких-либо выраженных трендов за последние 45 лет (рис. 6). Коэффициенты корреляции между станциями не превышают 0,5 (максимальный для пары ГМС Иркутск–ГМС Монды равен 0,47), что свидетельствует о значительном влиянии местных факторов на формирование осадков в среднегорной зоне. Вероятно, за последнее десятилетие сумма осадков несколько увеличилась. Следовательно, наименее благоприятный климатический фон для существования оледенения в горах южной части Восточного Саяна был в 1980–90-е годы и наблюдаемое в последнее десятилетие похолода-

ние при незначительном повышении суммы твёрдых осадков может способствовать восстановлению баланса массы ледников и замедлению темпов деградации.

Заключение

На основе изучения материалов космической съёмки получены новые данные о ледниках юго-восточной части Восточного Саяна, которые позволили уточнить результаты последней каталогизации, основанной на аэрофотоматериалах 1950-х годов. Анализ космических снимков высокого разрешения дал возможность оценить планово-высотные характеристики ледников и провести их новую инвентаризацию. Исследование разновременных снимков, топографических карт и конфигурации конечно-моренных комплексов свидетельствует о существенной деградации оледенения в районе исследований за последние 160 лет. Площадь исследованных ледников сократилась на

49%, концы ледников отступили по длине на 570 м, по высоте — на 124 м. Максимум дегляциации пришёлся на вторую половину XX в., что соответствует положительному тренду летней температуры в этот период, особенно в 1980–90-е годы. Обновлённые цифровые данные по ледникам этого удалённого района могут быть интегрированы в мировую базу гляциологических данных.

Благодарности. Авторы выражают благодарность рецензентам за ценные замечания и предложения. Большая помощь при выполнении полевых работ оказана К.Е. Вершининым.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант № 11-05-00713, а также Программы Отделения наук о Земле ОНЗ-12, проект № 12-11.

Литература

1. Гросвальд М.Г. Районы современного оледенения Восточного Саяна // МГИ. 1962. № 6. С. 148–150.
2. Каталог ледников СССР: Т. 16. Ангара-Енисейский район. Вып. 1. Енисей. Ч. 5. Вып. 2. Ангара. Ч. 1. Л.: Гидрометеиздат, 1973. С. 9–37.
3. Китов А.Д., Коваленко С.Н., Плюснин В.М. Итоги 100-летних наблюдений за динамикой гляциальных геосистем массива Мунку-Сардык // География и прир. ресурсы. 2009. № 3. С. 101–108.
4. Максимов Е.В. О ледниках массива Мунку-Сардык в Восточном Саяне // Изв. ВГО. 1965. Т. 97. Вып. 2. С. 176–180.
5. Онков И.В. Оценка точности высот SRTM для целей ортотрансформирования космических снимков высокого разрешения // Геоматика. 2011. № 3. С. 40–46.
6. Осипов Э.Ю., Осипова О.П., Голобокова Л.П. Оценка современного состояния южного Сыгьктинского ледника — одного из крупнейших ледников хр. Кодар // Лёд и Снег. 2012. № 2 (118). С. 51–58.
7. Перетолчин С.П. Ледники хребта Мунку-Сардык // Изв. Томск. технол. ин-та. 1908. Т. 9. Вып. 1. 47 с.
8. Плюснин В.М., Дроздова О.В., Китов А.Д., Коваленко С.Н. Динамика горных геосистем юга Сибири // География и прир. ресурсы. 2008. № 2. С. 5–13.
9. Плюснин В.М., Китов А.Д. Динамика нивально-гляциальных систем юга Восточной Сибири // Лёд и Снег. 2010. № 2 (110). С. 5–11.
10. Руководство по составлению Каталога ледников СССР. Л.: Гидрометеиздат, 1966. 155 с.
11. Сильницкая В.И. Новые данные о современных ледниках Восточного Саяна // МГИ. 1966. № 12. С. 199–203.
12. Соломина О.Н. Горное оледенение Северной Евразии в голоцене. М.: Научный мир, 1999. 272 с.
13. Чебыкин Е.П., Осипов Э.Ю. Элементный состав снежно-фирновой толщи ледника Советских Географов и смеж-

ных с ним гидрологических объектов (хребет Кодар) // Лёд и Снег. 2010. № 4 (112). С. 30–40.

14. Gurney S.D., Popovnin V.V., Shahgedanova M., Stokes C.R. A Glacier Inventory for the Buordakh Massif, Cherskiy Range, Northeast Siberia, and evidence for recent glacier recession // Arctic, Antarctic and Alpine Research. 2008. V. 40. P. 81–88.
15. <http://gis-lab.info/qa/srtm.html>. Описание и получение данных SRTM. 2012.
16. Rodriguez E., Morris C.S., Belz J.E., Chapin E.C., Martin J.M., Daffer W., Hensley S. An Assessment of the SRTM Topographic Products. An assessment of the SRTM topographic products (Technical Report JPL D-31639, Jet Propulsion Laboratory). Pasadena, California, 2005. 143 p.
17. Shahgedanova M., Popovnin V., Aleynikov A., Stokes C.R. Geodetic mass balance of Azarova Glacier, Kodar mountains, Eastern Siberia, and its links to observed and projected climatic change // Annals of Glaciology. 2011. V. 52. № 58. P. 129–137.

Summary

Satellite images with high (Quick Bird, 2006, WorldView-1, 2008, 0.5–0.6 m) and middle (Landsat-7 ETM +, 2001, 15–30 m) resolution were used to map contemporary glaciers on two mountain peaks of south-eastern part of East Sayan Ridge — Munku Sardyk (3491 m a.s.l.) and Topographov (3089 m a.s.l.). Topographic maps of 1978 and 1981 and Landsat-7 images (summer 2001) were used to assess glacier changes during second half of XX century. Modern terminal and lateral moraines near glacier snouts were used to reconstruct former outlines during the end of the Little Ice Age (middle of XIX century). Also SRTM data and GPS-surveys in Munku-Sardyk area were applied to measure glacier altitudes. GIS technologies allowed forming digital glacier data base with attribute information and new inventory was made. Totally 13 glaciers with area of 5.1 km² were investigated and mapped. Glaciers are located in vertical range from 2800–3490 m a.s.l. (Munku-Sardyk area) and 2340–2950 m a.s.l. (Topographov area). Firn line on glaciers vary from 2540 to 3110 m a.s.l., rising to the southeast. On average, over the past 160 years (since the end of the Little Ice Age) glaciers have significantly decreased. Ice area has decreased by 49%, length has diminished by 570 m, the glacier snouts has risen by 124 m. Analysis of regional climate data shows that the rate of deglaciation is well correlated with summer temperatures increasing in the second half of XX century, especially in 1980–1990s. A tendency to recover glacier mass balance was revealed during the last decade based on climatic data.