

УДК 551.324.63+551.324.43

Оценка современного состояния южного Сыгыктинского ледника — одного из крупнейших ледников хр. Кодар

© 2012 г. Э.Ю. Осипов¹, О.П. Осипова², Л.П. Голобокова¹¹Лимнологический институт СО РАН, Иркутск; ²Институт географии СО РАН им. В.Б. Сочавы, Иркутск
eduard@lin.irk.ru

Статья принята к печати 11 января 2012 г.

Абляция, гидрохимия, морфология ледника, накопление снега, температурный режим, хребет Кодар.
Ablation, glacier morphology, hydrochemistry, Kodar Range, snow accumulation, temperature regime.

Представлены результаты наземного обследования в 2009 г. одного из крупнейших ледников хр. Кодар – южного Сыгыктинского. Ледник расположен на высотах 2340–2690 м, имеет площадь 0,48 км² и длину 1,26 км. Фирновая линия в конце августа 2009 г. проходила на высоте 2485±35 м. С конца малого ледникового периода ледник отступил на 800 м, а его площадь сократилась на 0,44 км² (на 48%). Ледниковая поверхность имеет выраженную асимметрию, обусловленную топографией горного обрамления ледника. На леднике отмечено наличие двух зон льдообразования – фирново-ледяной и ледяного питания, однако последняя распространена незначительно. Сезонный снежный покров на леднике маломощный (первые метры), его химический состав характеризует первоначальный состав твёрдых атмосферных осадков и вторичные изменения в процессе таяния. Температура воздуха в приледниковом слое, измерявшаяся с 9 июля по 21 августа 2009 г., варьирует от –1,5 до +18 °С (среднее +2,9 °С). Минимальная оценка суммарной абляции за лето 2009 г. на высоте 2460 м составила 980 мм при температурном коэффициенте таяния 5,1 мм/(°С сут).

Глобальное потепление климата, особенно интенсивное с середины XX в., приводит к сокращению объёмов ледников и многолетней мерзлоты. Эти изменения чётко зафиксированы во многих горных районах Европы, Америки и Азии. На территории России относительно хорошо исследованы изменения ледников Кавказа, Алтая и северо-востока Сибири, однако горно-ледниковые районы юга Восточной Сибири (Восточный Саян, Прибайкалье и Кодар) пока ещё изучены недостаточно. Первые исследования ледников Кодара проведены в конце 1950-х годов В.С. Преображенским [6], и по материалам аэрофотосъёмки был составлен их Каталог [1]. Эпизодические исследования ледников иркутскими картографами продолжались до 1970-х годов [3–5] и позволили существенно уточнить данные Каталога. С тех пор каких-либо основательных исследований ледников в этом районе не было. Между тем наиболее высокие темпы глобального потепления климата отмечены именно для последних 30 лет XX в. [2], что не могло не отразиться на состоянии горных ледников одного из внутриконтинентальных районов Азии. Ранее на одном из крупнейших кодарских ледников – Советских Географов – мы проанализировали элементный состав снежного покрова [8]. Здесь приводятся предварительные данные, полученные во время кратковременного посещения крупнейшего кодарского ледника – южного Сыгыктинского – в июле и августе 2009 г. Цель работы – оценить современное состояние ледника: его строение, условия

питания и таяния, а также масштабы изменений за последние столетия.

Методика исследований

Полевые и дистанционные исследования. Морфологические особенности ледника и ледниковых отложений исследовались в начале (9–10 июля) и конце (21 августа) сезона абляции 2009 г. С помощью GPS определялись планово-высотные характеристики, строились продольные и поперечные топографические профили, фиксировалось положение фирновой линии, велись фото- и видеосъёмки. Строение весенней снежной толщи на леднике исследовали в трёх шурфах, где послойно с шагом около 5 см отбирали образцы снега, фирна и льда для химических исследований. Всего отобрано 75 образцов, которые помещали в стерильные герметичные бюксы и транспортировали в г. Иркутск. Для измерения абляции использовали пять двухметровых реек, установленных на продольном и поперечном створах. Температуру воздуха измеряли в приледниковом слое (на уровне 1 м от поверхности ледника) на высоте 2460 м в период с 9 июля по 21 августа с помощью автоматического датчика (точность определения – 0,5 °С, частота считывания показаний – 1 ч). Дистанционно ледник исследовался по космическому снимку IRS-P5 от 20 августа 2009 г. с пространственным разрешением 2,5 м. Предварительная обработка снимка (ортокоррекция, фильтрация) выполнена с помощью программы ENVI.

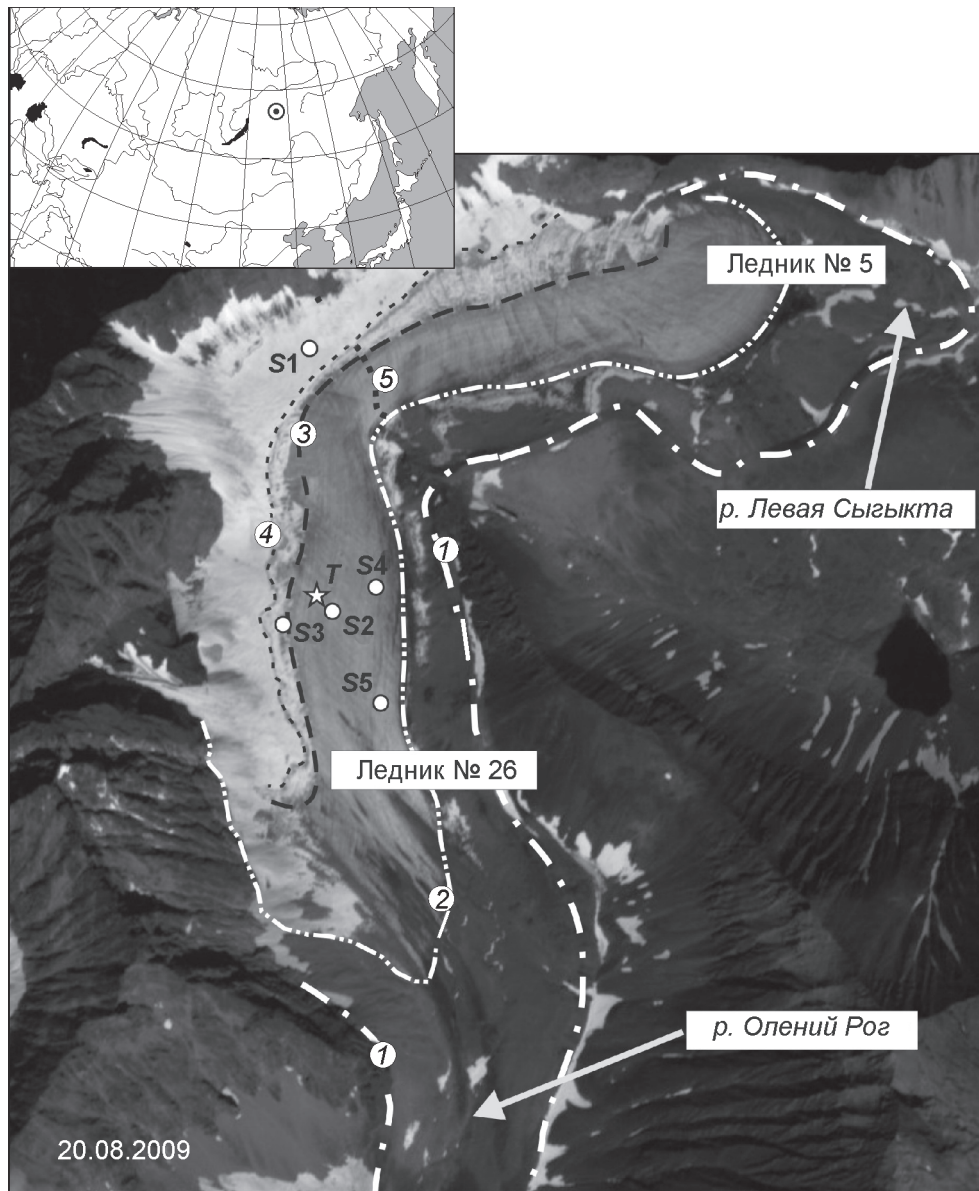


Рис. 1. Сыгыктинские ледники (по Каталогу ледников СССР):

№ 5 – северный; № 26 – южный (схема составлена на основе космического снимка IRS-P5 20.08.2009 г.); 1 – граница ледника во время последней стадии наступания; 2 – граница ледника в 2009 г.; 3 – граница питания; 4 – фирновая линия; 5 – ледораздел; S1–S5 – места установки реек; T – пункт измерения температуры

Fig. 1. Sygyktinsky glaciers (in accordance with the Glacier Inventory of the USSR):

№ 5 – Northern; № 26 – Southern (the scheme is based on satellite image IRS-P5 from 20.08.2009); 1 – glacier border during last glacier advance stage; 2 – glacier border in 2009; 3 – equilibrium line; 4 – firn line; 5 – ice divide; S1–S5 – locations of stakes; T – site of temperature measuring

Лабораторные исследования. Образцы снега, фирна и льда из шурфов анализировали в лаборатории гидрохимии Лимнологического института СО РАН. Для измерения pH талой воды использовали pH-метр с комбинированным электродом (точность определения $\pm 0,02$). Пробы растапливали, а затем талую воду фильтровали через ацетат-целлюлозные фильтры с диаметром пор 0,2 мкм. В фильтрате определяли ионы Na^+ , K^+ ,

Mg^{2+} , Ca^{2+} , NH_4^+ , Cl^- , NO_3^- , Br^- , NO_2^- , SO_4^{2-} методом ионной хроматографии с использованием ионнохроматографической системы ICS-3000 фирмы Dionex (США). В качестве стандартов применяли растворы фирмы Dionex. Полнота определения ионов контролировалась путём расчёта ошибки ионного баланса [9]. Среднее содержание морских ионов в образце рассчитывалось через концентрации Cl^- и Na^+ . Для ионов Ca^{2+} и



Рис. 2. Южный Сыгыктинский ледник в конце августа 2009 г. (фото В.С. Рыжего):

a – верховья ледника; *б* – нижняя часть ледника; 1 – снежные конусы и шлейфы; 2 – гребень левой береговой морены; 3 – левая береговая морена; 4 – язык ледника

Fig. 2. Southern Sygdyktinsky Glacier at the end of August 2009 (photo by V. Ryzhy):

a – upper part of the glacier; *б* – lower part of the glacier; 1 – snow fans and aprons; 2 – crest of left lateral moraine; 3 – left lateral moraine; 4 – glacier tongue

SO_4^{2-} рассчитана доля их морской фракции через концентрацию Na^+ [9].

Результаты и обсуждение

Морфология ледника. Сыгыктинские ледники – северный и южный – составляют единственный на Кодаре перемётный ледник, расположенный в бассейнах рек Сюльбан и Левая Сыгыкта (рис. 1). Согласно Каталогу ледников СССР [1], северный ледник имеет № 5, а южный – № 26. Наши

исследования велись на леднике Сыгыктинский южный, расположенном в верховьях р. Олений Рог – левого притока р. Сюльбан.

В начале сезона абляции (10 июля) снежный покров занимал 90% площади ледника, однако в конце сезона (21 августа) поверхность ледника была максимально открыта (см. рис. 1 и рис. 2), что позволило провести большинство морфометрических измерений. Площадь ледника составляет 0,48 км², длина – 1,26 км. Конец ледника рас-

положен на абсолютной высоте 2340 м, а верхняя точка — на 2690 м. Основная особенность морфологии ледника — сильная асимметрия его поверхности, отмеченная и ранее [6]. Несмотря на то, что язык ледника вытянут в южном направлении, преобладающая экспозиция ледниковой поверхности — юго-восточная (59% всей площади ледника); на восток ориентировано 28% поверхности, на юг — 10%, на юго-запад — 3%. Это связано с конфигурацией горного обрамления ледника: значительная часть снега концентрируется у подножия более высокого склона восточной экспозиции за счёт лавинного поступления и метелевого перераспределения снега. Горный хребет здесь поднимается до 2800 м, и правая часть ледника сильнее затенена во второй половине дня, что значительно снижает интенсивность абляции: около 30% ледниковой поверхности находится в тени уже к 15 ч.

У подножия склона снежно-лавинные конусы сливаются в протяжённые шлейфы. В начале сезона абляции 2009 г. вершины конусов возвышались над поверхностью ледника на 100–150 м, а их уклоны достигали 46°. Несмотря на интенсивное таяние, снежный покров в присклоновой части ледника к концу лета сохранился (см. рис. 2, а).

В конце лета фирновая зона, средняя ширина которой составляла 150 м, а максимальная достигала 270 м, занимала 39% площади ледника, а вся область аккумуляции — 53% его площади. Из-за асимметричности ледниковой поверхности фирновая линия вдоль языка ледника проходит на высоте от 2520 до 2450 м, т.е. варьирует в диапазоне 70 м. Граница фирна и льда выражена достаточно чётко. На относительно пологих участках снег и фирн сильно пропитаны водой. Снизу фирновая зона окаймлена наложенным льдом шириной не более 80 м в районе рейки № 3 (см. рис. 1). В начале июля наложенный лёд обнажался только в восточной и юго-восточной частях ледника (в районе рек № 4 и 5), в то время как у рейки № 3 толщина снега, по данным механического зондирования, была не менее 2 м. В конце августа зона наложенного льда занимала 14% площади ледника. Вероятно, широкому развитию инфильтрационно-конгеляционной зоны льдообразования не способствует значительный уклон ледниковой поверхности (в среднем 16°). По нашим наблюдениям, в области питания ледника присутствуют фирново-ледяная и ледяная зоны льдообразования.

Область абляции ледника в начале июля была почти полностью закрыта снегом. В районе рейки № 2 его толщина составляла 80 см. В конце лета открытая поверхность в области абляции характеризуется отчётливо выраженной полосчатостью (см. рис. 2, б). Чередующиеся полосы тёмного и

светлого льда вытянуты поперёк линий тока в леднике и обращены своими выпуклостями на юго-восток, в направлении преобладающей экспозиции поверхности. Расстояние между соседними полосами не превышает 1 м. Поверхность ледника изборождена многочисленными микроруслами, по которым стекают талые воды. Вдоль восточного края языка промыто русло глубиной 1,5–2 м и шириной 1–2 м, поток воды в нём пополняется боковыми ручьями-притоками. Ближе к концевой части языка ледника покрыт многочисленными обломками горных пород. Поверхностная морена занимает 8% площади ледника. Как правило, моренный покров разрежен, но встречаются участки и со сплошным покрытием. Иногда наблюдаются ледниковые столы, образовавшиеся за счёт неравномерной абляции. Крутой лоб ледника высотой до 60 м имеет лопастное строение.

Конфигурация отложенных морен и изменение границ ледника. Конечная морена расположена перед фронтом ледника в виде языка длиной 900 м и шириной 450 м. Она имеет ледяное ядро и образовалась путём отчленения концевой части ледника от основного тела. Рельеф морены неровный: поперечные валы, разделённые ложбинами и понижениями (часто засыпанными снегом), с относительными превышениями до нескольких метров чередуются с довольно пологими участками. Фронтальная часть морены асимметрична и имеет более крутой внешний склон высотой до 50 м, подошва которого находится на 2190 м, ниже расположено неглубокое ледниковое озеро размером 190 × 160 м.

Вдоль левого края ледника хорошо выражена береговая морена высотой до 50 м (см. рис. 2, б), отделённая от тела ледника и коренного склона глубокими понижениями; в нижней части она сочленяется с конечной мореной. Правая береговая морена выражена хуже. Морены не задернованы, но на многих глыбах и валунах в предполье ледника встречаются колонии лишайника *Rhizocarpon Geographicum* (L.). Средний максимальный диаметр лишайников (по пяти измерениям) на десяти станциях составил $27,5 \pm 3,7$ мм. К сожалению, раньше зависимость диаметра лишайников от их возраста на Кодаре не изучали, но на основе кривой роста лишайников *Rhizocarpon*, полученной для Алтая [7], морену предположительно можно датировать началом XIX в. По морфологии моренный комплекс южного Сыгьтинского ледника сходен с моренами малого ледникового периода (стадия Актру) на Алтае, которые датируются XVI–XIX вв. [7]. Этот моренный комплекс, вероятнее всего, фиксирует границы ледника либо во время его стационарирования,

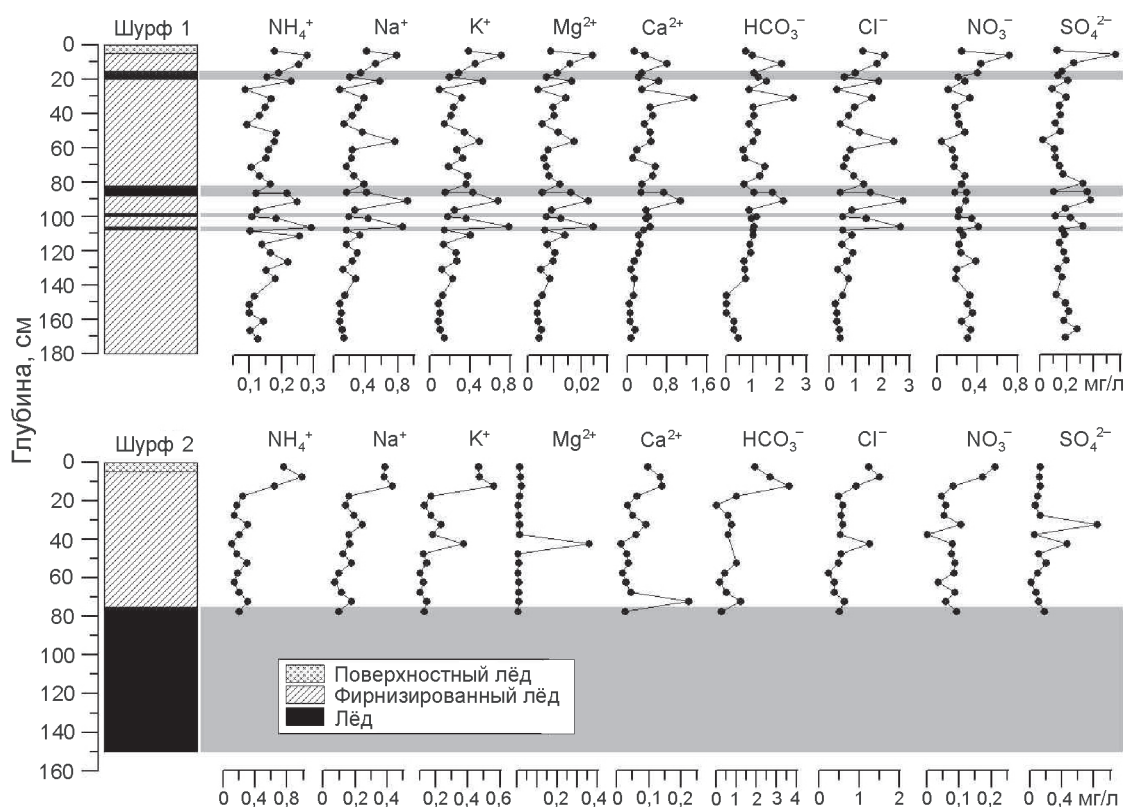


Рис. 3. Структура и ионный состав снежной толщ ледника по данным шурфования.

Горизонтальные серые прямоугольники соответствуют ледяным слоям

Fig. 3. Structure and ion composition of snow cover of the glacier studied at snow pits.

Horizontal gray rectangles correspond to ice layers

либо на одной из стадий наступания в конце малого ледникового периода.

Согласно конфигурации морен (см. рис. 1), площадь ледника в то время составляла $0,92 \text{ км}^2$, длина $2,1 \text{ км}$, а поверхность была выше современной на 50 м . В соответствии с этим примерно с начала или середины XIX в. до 2009 г. длина ледника уменьшилась на 800 м , высота конца увеличилась на 150 м , а площадь сократилась на $0,44 \text{ км}^2$ (т.е. на 48% , или на $0,23\%/год$). По данным Каталога ледников СССР [1], в 1963 г. площадь ледника была $0,8 \text{ км}^2$. Следовательно, до 1963 г. площадь ледника уменьшилась на $0,12 \text{ км}^2$ (т.е. на 13% , или $0,08\%/год$), а в 1963–2009 гг. – на $0,32 \text{ км}^2$ (т.е. на 40% , или $0,87\%/год$). Таким образом, за последние $150\text{--}200$ лет ледниковая площадь сокращалась неравномерно: наибольшая скорость дегляциации наблюдалась во второй половине XX в., что хорошо согласуется с трендом повышения температуры воздуха в этот период [2].

Особенности строения и химического состава снежного покрова. В начале июля строение снежного покрова на леднике изучалось в двух шурфах (см. рис. 1 и 3). Шурф 1 глубиной 180 см заложен в обла-

сти аккумуляции на высоте 2560 м рядом с рейкой № 1 на участке с минимально возможным влиянием лавинного питания. Разрез толщ представлен свежеснежившим снегом (верхние 5 см , плотность $0,32 \text{ г/см}^3$) и фирнизированным снегом зимней аккумуляции 2008/09 г. (нижние 175 см , плотность $0,62 \text{ г/см}^3$). На глубинах $15\text{--}20$, $82\text{--}88$, $98\text{--}100$ и $106\text{--}108 \text{ см}$ встречены прослойки инфильтрационного льда (плотность $0,85 \text{ г/см}^3$). До момента нашего посещения таяние уже началось и часть воды, очевидно, ушла в сток, поэтому аккумуляцию в этой части ледника на начало июля можно оценить лишь минимальной величиной – 1130 мм в.э.

В районе рейки № 2 (средняя часть ледника) слабо наклонная к юго-востоку поверхность ледника вскрыта шурфом 2 на глубину 150 см . В верхней части разреза наблюдается свежеснеживший снег (верхние 5 см , плотность $0,33 \text{ г/см}^3$), а затем идут слои фирнизированного снега (толщина 80 см , плотность $0,65 \text{ г/см}^3$) и массивный лёд (вскрыто 70 см , плотность $0,88 \text{ г/см}^3$). Снег сильно переувлажнён с интенсивным талым стоком по ледяному основанию. На момент посещения ледника в начале сезона абляции снеготалос достигал 540 мм в.э.

Осреднённые концентрации основных ионов в слоях снега и льда, мг/л

Местоположение	pH	NH ₄ ⁺	Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Σ ионов
<i>Поверхностный снег</i>											
Шурф 1	6,58	0,18	0,41	0,38	0,01	0,14	0,70	1,25	0,24	0,12	3,43
Шурф 2	6,89	0,75	0,38	0,47	0,01	0,10	1,89	1,23	0,21	0,13	5,18
Рейка 5	6,57	0,74	0,54	0,31	0,01	0,12	1,28	1,34	1,68	0,24	6,27
<i>Фирнизированный снег</i>											
Шурф 1	6,52	0,17	0,32	0,30	0,01	0,37	0,93	1,00	0,27	0,20	3,58
Шурф 2	6,23	0,29	0,19	0,22	0,03	0,07	1,03	0,65	0,07	0,18	2,58
<i>Инфильтрационный лёд</i>											
Шурф 1	6,69	0,12	0,17	0,16	0,01	0,31	1,08	0,48	0,20	0,13	2,68
<i>Монолитный лёд</i>											
Шурф 2	5,98	0,20	0,10	0,13	0,00	0,03	0,25	0,50	0,09	0,18	1,49
Рейка 5	6,32	0,54	0,29	0,18	0,02	0,13	1,13	0,87	0,13	0,51	3,79

В районе рейки № 5 (область абляции) в массивном льду пробурена скважина глубиной 1 м для отбора образца на химический анализ. Отобранные из шурфов образцы свежеснежавшего и фирнизированного снега, ледяных прослоев и монолитного льда исследованы на содержание главных ионов (таблица, см. рис. 3). Химический состав снежного покрова отражает типичные характеристики твердых атмосферных осадков: низкую минерализацию (до 8,4 мг/л); слабокислую реакцию (pH от 5,98 до 6,32); преобладание анионов Cl⁻ и HCO₃⁻. Лёд отличается пониженной минерализацией (1,49–3,79 мг/л) по сравнению с приповерхностным слоем сезонного снега (3,43–6,27 мг/л), что объясняется вымыванием легкоподвижных ионов (SO₄²⁻, Cl⁻, Na⁺, Mg²⁺, Ca²⁺, K⁺) в процессе таяния снега и стока талых вод.

В химическом составе снежного покрова отмечаются некоторые пространственные различия. Доминирующие анионы в разрезе шурфа 1 – Cl⁻ и HCO₃⁻, катионы – Ca²⁺ и Na⁺. Доля ионов морского происхождения в среднем составляет 38%. Доля SO₄²⁻ морского происхождения колеблется от 9 до 83% (среднее 39%), а морского Ca²⁺ – всего 1–11% (среднее 4%). Колебания доли ионов морского происхождения можно объяснить особенностями атмосферной циркуляции. По химическому составу в снежном покрове в шурфе 1 можно выделить две толщи – верхнюю и нижнюю. Верхняя часть разреза (глубина 0–110 см) отличается повышенной минерализацией и резкими квазициклическими колебаниями ионных концентраций, которые, вероятно, отражают чередование условий аккумуляции (снегопады) и таяния (оттепели). Интенсивное таяние и фильтрация талой воды в этой толще приводят к вымыванию элементов из сезонного снежного покрова. Концентрация ионов повышается непосредственно под слоем свежесне-

жавшего снега, над ледяными прослоями и между ними (см. рис. 3). В нижней части разреза (глубина 110–180 см) снег имеет более однородный ионный состав, пониженные концентрации основных ионов (за исключением NO₃⁻ и SO₄²⁻) и повышенную кислотность (pH около 6,19). Предположительно эти различия в химическом составе снега связаны с сезонными изменениями атмосферной циркуляции. Нижняя толща, вероятно, накопилась в начале и середине зимы 2008/09 г. в условиях относительно стабильного температурного режима при слабой ветровой активности (влияние сибирского антициклона), а верхняя – весной и в начале лета при чередовании снегопадов, оттепелей и повышенных скоростях ветра (усиление зональной циркуляции атмосферы).

Сезонный снежный покров, вскрытый в шурфе 2 (область абляции), в отличие от шурфа 1 имеет более низкую общую минерализацию (до 6,5 мг/л) и повышенную кислотность (pH около 6,25). Доля морского SO₄²⁻ составляет 7–85% (среднее 43%), а морского Ca²⁺ – 3–52% (среднее 15%). В среднем, доля морских ионов равна 40%. Концентрации отдельных ионов (NH₄⁺, Mg²⁺, HCO₃⁻) выше, чем в шурфе 1, возможно, в результате большей загрязнённости поверхностного снега. Химический состав снега в шурфе 2 соответствует верхней части разреза шурфа 1, хотя пики ионных концентраций двух разрезов не всегда совпадают, что можно объяснить искажением первичного химического сигнала в процессе более интенсивного таяния в этой части ледника при наличии значительного бокового стока.

Оценка интенсивности летнего таяния в 2009 г.
Для этого на леднике 10 июля было забурено пять рек на высотах 2430–2560 м (см. рис. 1): № 1 – в области аккумуляции (глубина 183 см); № 3 – в

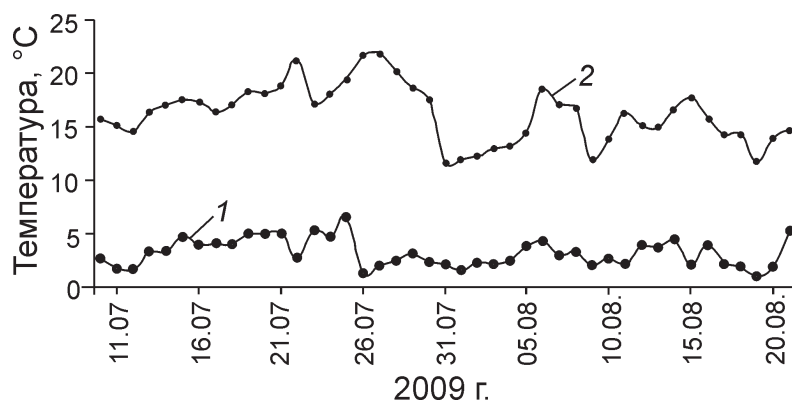


Рис. 4. Среднесуточные температуры воздуха на Сыгдыктинском леднике (1) и метеостанции Чара (2) с 9 июля по 21 августа 2009 г.
Fig. 4. Mean daily air temperatures at Sygdyktinsky Glacier (1) and weather station Chara (2) from 09.07.2009 to 21.08.2009

районе границы питания ледника (глубина 167 см); № 2, 4, 5 – в области абляции (глубина соответственно 93, 87 и 97 см). К сожалению, следующее посещение ледника состоялось только 21 августа. К этому времени все рейки вытаяли из вмещающего субстрата (снег, лёд), поэтому непосредственно измерить слой абляции оказалось невозможным. Однако очевидно, что он был не менее глубины забуривания реек, поэтому можно оценить минимальную величину слоя стаивания. С 9 июля по 21 августа она составила 640–1130 мм (в среднем 870 мм в.э.). Таким образом, средняя скорость таяния равна 15–27 мм/сут (в среднем 21 мм). Эта достаточно грубая оценка оказалась близкой к результатам измерения абляции на Сыгдыктинском леднике В.С. Преображенским в июле 1959 г. – 25–35 мм воды/сут [6].

Для оценки зависимости летней абляции от температуры воздуха на высоте 2460 м в средней части ледника мы установили датчик измерения температуры в приледниковом слое воздуха (см. рис. 1). Наблюдения через каждый час проводились с 9 июля по 21 августа. Температура изменялась от –1,5 до +18 °С при среднем значении +2,9 °С. Дневные температуры всегда были выше 0 °С, что объясняет высокую интенсивность таяния, отмеченную ранее. Суточный максимум чаще всего приходился на 13 ч, а минимум – на 7 ч, в течение суток амплитуда температурных колебаний варьировала от 1 до 15 °С. Наиболее высокие дневные температуры и суточные амплитуды наблюдались 22–25 июля, 1–8 и 12–14 августа. Среднесуточная температура воздуха за период измерений колебалась от 1,1 до 6,6 °С (рис. 4).

Ход температуры воздуха над ледником удовлетворительно коррелирует ($r^2 = 0,6$) с температурой воздуха на ближайшей метеостанции Чара, расположенной в 40 км к востоку от ледника на высоте 711 м. Отклонения в температурном ходе на леднике и метеостанции объясняются метеорологическими особенностями высокогорья. Температурный режим

на леднике в исследуемый период имел меньшую (примерно вдвое) суточную амплитуду по сравнению с данными метеостанции Чара. Вертикальный температурный градиент, рассчитанный между двумя высотными уровнями (ледник и метеостанция Чара), составил 0,0062 °С/м.

Зависимость таяния от температуры воздуха выражается через температурный коэффициент таяния. С 9 июля по 21 августа сумма положительных среднесуточных температур воздуха в приледниковом слое составила 132,5 °С. При величине измеренной минимальной абляции, например, в районе рейки № 2, равной 680 мм в.э., температурный коэффициент таяния снега и льда в области абляции на высоте 2460 м оценивается не менее 5,1 мм/(°С сут.). За лето 2009 г. сумма положительных среднесуточных температур воздуха на уровне рейки № 2, рассчитанная по данным метеостанции Чара через вертикальный температурный градиент (0,0062 °С/м), составила 192 °С, поэтому летний баланс массы в 2009 г. в этой точке был оценён минимальной величиной в 980 мм.

Анализ данных метеостанции Чара показал, что количество осадков за период аккумуляции 2008/09 балансового года было ниже многолетней (1949–2009 гг.) нормы на 25%, а за период абляции (июль–август) – выше на 1%. Среднегодовая температура воздуха была на 0,8 °С выше нормы (за тот же период). Таким образом, условия 2008/09 г. способствовали повышенному летнему таянию и формированию отрицательного баланса массы ледника. В то же время абляция в 2009 г. была не так велика, как, например, в 2001–2002 гг., когда летние температуры воздуха на метеостанции Чара превышали норму на 2,1–2,3 °С.

Заключение

Летом 2009 г. исследован один из крупнейших ледников хр. Кодар, южный Сыгдыктинский, расположенный в юго-западной части ледникового района. Ледник представляет собой часть един-

ственного на Кодаре перемётного ледника. Условия существования и морфологии ледника во многом типичны для хр. Кодар, о чём можно судить по данным аэровизуальных обследований 1950–80-х годов, анализа космических снимков высокого разрешения IRS-P5, а также по материалам наземных наблюдений. Высота конца ледника – 2340 м, фирновой линии – в среднем около 2485 м, что характерно для ледников южной экспозиции. Как и большинство ледников района, этот ледник питается в основном лавинами и метелевым снегом. Перенос снега западными ветрами через боковой хребет и его накопление у подножия склона – причины асимметрии и области питания, и всего ледника, определяющие особенности аккумуляции и абляции. Процессы льдообразования в области питания, по нашим наблюдениям, происходят по инфильтрационному и инфильтрационно-конжеляционному типу, что, вероятно, также типично для ледников Кодара. За летний сезон в годы активного таяния снега и льда в средней части области абляции в сток с ледника уходит около 1 м слоя воды.

Благодарности. Авторы выражают благодарность Л.Г. Чечеткиной, В.С. Рыжему, К.Е. Вершинину и В.А. Исаеву, участвующим в экспедиционных исследованиях, а также В.Р. Алексееву и О.В. Рототаевой за ценные замечания и помощь, оказанную при подготовке статьи к печати.

Исследования проводились в рамках Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 11 (проект 11.9) и гранта РФФИ №11-05-00713.

Литература

1. Каталог ледников СССР: Т. 17 (Ленско-Индибирский район). Вып. 2 (Средняя Лена). Ч. 1 (бассейны рек Чары и Витима, хребет Кодар). Л.: Гидрометеиздат, 1972. С. 9–23.
2. Оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации (общее резюме): Т. 1. Изменения климата. М.: изд. Росгидромета, 2008. 228 с.

3. *Пластинин Л.А.* Дистанционно-картографическое изучение нивально-гляциальных комплексов горных районов Сибири (морфология и динамика ледников, снежников и наледей хребта Кодар в Забайкалье). Иркутск: Изд-во Иркутского гос. технич. ун-та, 1998. 142 с.
4. *Плюснин В.М.* Реакция внутриконтинентальных горных геосистем на глобальные изменения климата // География и прир. ресурсы. 2007. № 3. С. 67–74.
5. *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.
6. *Преображенский В.С.* Кодарский ледниковый район (Забайкалье): IX раздел программы МГГ (гляциология) № 4 / Ред. Г.А. Авсюк. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 74 с.
7. *Соломина О.Н.* Горное оледенение Северной Евразии в голоцене. М.: Научный мир, 1999. 272 с.
8. *Чебыкин Е.П., Осипов Э.Ю.* Элементный состав снежно-фирновой толщи ледника Советских Географов и смежных с ним гидрологических объектов (хребет Кодар) // Лёд и Снег. 2010. № 4 (112). С. 30–40.
9. Manual for sampling and chemical analysis. EMEP/CCC-Report 1.95. 0–7726. June 1995. 176 p.

Summary

In this paper we present some results of studies of Southern Sygtytinsky Glacier, the largest glacier of Kodar Ridge. The glacier is located at altitude 2340–2690 m, its area is 0.48 km² and length 1.26 km. Firn line at the end of August was 2485±35 m. Since the end of Little Ice Age the glacier tongue retreated by 800 m and its area decreased by 0.44 km² (by 48%). Ice surface is asymmetric due to snow redistribution in local topography conditions. There are two ice formation zones on the glacier: firn-ice zone and superimposed ice zone. Snow cover on the glacier surface is thin and its chemical (ion) composition reflects atmospheric aerosol features and intensity of percolation processes. Air temperature measured over ice surface from 9.07 to 21.08 (every hour) varies from –1.5 to +18.0 °C with mean value of 2.9 °C. Summer balance in 2009 was estimated by value of 980 mm w.e. with positive-degree-day factor 5.1 mm °C⁻¹day⁻¹.