



УДК 551.324.63

Особенности изменения нивально-гляциальных геосистем горного обрамления юга России

Е. Н. Иванов (egoryo@bk.ru)

Аннотация. В течение последних нескольких лет автор принимал участие в изучении нивально-гляциальных геосистем Западного Кавказа (Хребет Псеашхо), Алтае-Саянской горной страны и хребта Кодар. В процессе работ выявлены определенные закономерности в изменении характера динамики этих геосистем горного обрамления юга России, неосвещенные ранее в литературе. Это касается детализации переходов от одного типа нивально-гляциальных геосистем к другому, а также в аспекте усиления «холодной компоненты» оледенения [1; 17]. Суть проблемы в том, что в горах Северной Азии ледники формируются в области многолетнемерзлых горных пород (ММП) и в эволюционном развитии приобретают специфические черты. Детализации этих черт и посвящена настоящая статья.

Ключевые слова: динамика нивально-гляциальных геосистем, Кавказ, Алтай, Восточный Саян, многолетняя мерзлота, холодный и теплый тип оледенения.

Введение

Динамику нивально-гляциальных геосистем и их реакцию на изменения окружающей среды легко выявлять вследствие наглядных изменений этих геосистем по космическим снимкам в относительно короткие промежутки времени. Отклик горных геосистем на изменения окружающей среды, таких как глобальное потепление, прослеживается по сопутствующим признакам – изменением высоты, площади, конфигурации ландшафтных выделов, изменением растительного покрова, преобладающего вида растительности, затуханием или усилением типов экзогенных процессов рельефообразования, появлением новых структурных единиц ландшафтов. В статье рассматривается 3 горных региона: Кавказ, Алтай и Восточный Саян (рис. 1). По мнению автора, эти регионы являются репрезентативными для определения тренда изменений в развитии современного оледенения горного обрамления юга России.

Расположение этих хребтов в сравнимых географических широтах и в кардинально различных долготах позволяет наблюдать динамику переноса и распределения воздушных влагосодержащих масс, а также влияния многолетней мерзлоты по самым наглядным и динамично изменяющимся нивально-гляциальным геосистемам. Такими геосистемами являются ледники, каменные глетчеры, многолетние снежники, наледи.

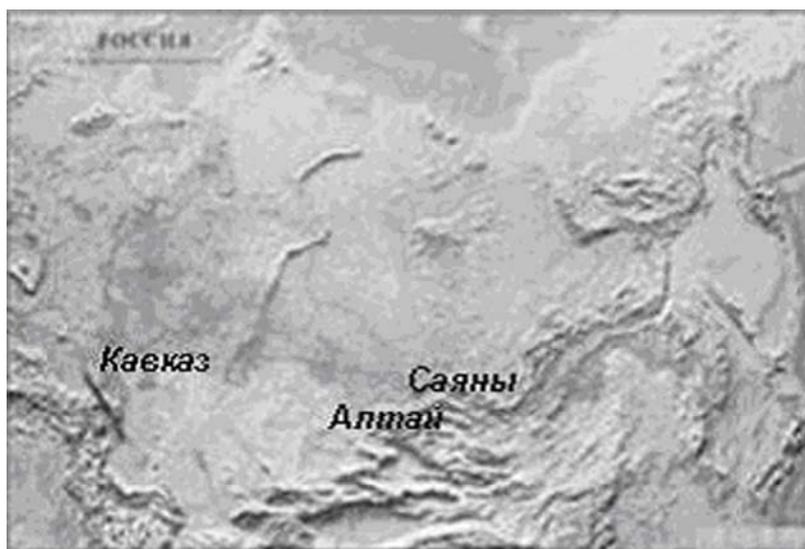


Рис. 1. Горное обрамление юга России

История вопроса

Ранее сравнение нивально-гляциальных геосистем горных территорий России в различных аспектах проводили многие исследователи [6; 14; 16]. Однако в большей части современное оледенение рассматривалось с так называемой «классической», или «альпийской» точки зрения. То есть за основу анализа брались два основных параметра: снегонакопление и температурный режим. Это вполне справедливо и достаточно для Кавказа, где условия развития ледников схожи с альпийскими. Внутри континента соотношение факторов развития ледников меняется в зависимости от долготы. Здесь усиливается роль зимних температур воздуха и грунтов и уменьшается роль атмосферных осадков. Учитывая только эти два компонента, ранее (в XVIII–XIX вв.) были сделаны выводы о невозможности существования современного оледенения в Восточной Сибири. Однако во время промышленного освоения Сибири в начале XX в. и, благодаря проектам МГГ, были открыты многие ледники на Алтае, в Саянах, в Прибайкалье и Забайкалье. И это заставило искать новые механизмы и объяснения существованию ледников на территориях с недостаточным увлажнением.

Кавказ

Кавказ имеет самую длительную и подробную историю наблюдений. Первым исследователем кавказских ледников был академик Г. В. Абих, в конце 40-х гг. XIX в. обнаруживший многочисленные ледники и установивший признаки их наступания. Английский ученый Д. Фрешфилд, путешествовавший по Кавказу в 1868 г., отметил, что оледенение этого региона по масштабам не уступает Альпам и что имеется немалое сходство в режиме ледников обеих горных стран [11; 12]. Стали определенным этапом

исследования Мушкетова И. В. в конце XIX в. К началу XX в. исследователям Кавказа удалось составить довольно точное представление о размещении современных ледников и выяснить направленность недавних колебаний их концов. В течение всего XX в. многие ученые изучали морфологию и динамику ледников Кавказа. Подробную характеристику колебания ледников и процессов формирования морен на Кавказе проводил Л. Р. Серебряный с коллегами [12].

Массив Псеашхо является одним из наиболее изученных районов Кавказа. Он расположен с юго-западной стороны Большого Кавказа в районе п. Красная Поляна. Массив Псеашхо представляет собой сложный горный узел с хребтами разной направленности и вершинами высотой 2500–3300 м. Здесь характерны резкие альпийские формы рельефа: скалистые узкие гребни, крутые склоны и отвесные стены, вершины в виде башен, пиков, зубцов. Массив Псеашхо в тектоническом плане это сложное сочетание продольных и поперечных разломов. Антиклинали, сложенные кристаллическими сланцами и гнейсами протерозоя, чередуются с синклиналями осадочных пород: конгломератами, песчаниками, туфами, порфиритами.

Климат массива обусловлен его положением – южной частью Кавказа, близкой к морю. В условиях высокой прозрачности атмосферы и небольшого развития облачности в зимний период поступление солнечной энергии отличается значительными величинами прямой и суммарной солнечной радиации. Средние температуры зимних месяцев в ледниковой зоне обычно не превышают $-6...-8^{\circ}\text{C}$, средние летние температуры не превышают $12-14^{\circ}\text{C}$. Среднегодовые температуры $8-10^{\circ}\text{C}$, годовое количество осадков в районе массива в среднем 2000 мм, что отличается от среднегодового количества осадков на Центральном Кавказе, где оно достигает 4000 мм [12; 13].

Растительный и почвенный покров формируется под воздействием высотной поясности. Ближе к верхней границе леса преобладают горные лугово-лесные оподзоленные почвы, выше 1800–2000 м – субальпийские и альпийские горно-луговые почвы. Распространены темнохвойные леса из пихты кавказской (*Abbies nordmanniana*) и ели восточной (*Picea orientalis*). В подлеске часто растут рододендрон понтийский (*Rhododendron ponticum*), лавровишня падуболистная (*Laurocerasus ilicifolia*). Верхняя граница леса находится на уровне 2300 м.

Хозяйственное освоение территории ведется с древних времен. До 1864 г. побережье Черного моря и близлежащие горы заселяли многочисленные племена горцев, которые имели общее название адыги. С основанием пос. Красная Поляна хребет Псеашхо стал интересен для туристов и исследователей. Сохранность флоры и фауны региона во многом обусловлена его входением в территорию Кавказского биосферного заповедника, учрежденного в 1924 г. как зубровый заповедник. В последние годы район подвергается антропогенному воздействию (в частности, вырубке части лесов), в связи с масштабным строительством объектов для Зимней Олимпиады 2014 г., которая будет проходить в Сочи и Красной Поляне.

Алтай

Исследования Алтая имеют менее длительную историю, чем на Кавказе. Первым исследователем ледников Алтая принято считать В. В. Сапожникова, который положил начало изучению Алтая в 1911 г. В его труды по физико-географическому описанию Алтайской горной страны органически вошло и описание ледников. Более целенаправленно оледенением Алтая занимался М. В. Тронов с 1936 по 1952 г., который на примере Алтайских ледников сделал ряд «алтайских» выводов, которые по своему характеру приобрели обще-гляциологическое значение. С 1954 г. наблюдения в бассейне Актру стали ежегодными [3; 7].

Основным научным полигоном на Алтае является комплекс ледников Актру. Несмотря на то что это не самые большие по размерам (30 км на юг находится Софийский ледник, имеющий площадь вдвое больше Большого Актру) ледники, именно здесь проводятся исследования как самих ледников, так и окружающих геосистем.

Для Алтая типичны средневысотные хребты высотой 1500–2500 м. Широкое распространение имеют межгорные тектонические впадины, заполненные довольно мощной толщей рыхлых новейших отложений [11]. В центральной части Северо-Чуйского хребта выделяется наиболее высокая область — горный узел Биш-Иирду, на востоке которого на высоте 2150 м находится ущелье Актру с комплексом одноименных ледников. С северо-востока ущелье замыкает гора Кара-Таш высотой 3534 м [3].

Хребет Биш-Иирду в геологическом отношении весьма молод. Формировался он неравномерно: более высоко поднялась его центральная и передовая часть. Район Актру сложен сильно дислоцированными метаморфическими сланцами, имеющими многочисленные внедрения различных минералов, чем обуславливается разнообразие их окраски [16]. Преобладают сернистохлоровые сланцы темнозеленого цвета. Есть сланцы с примесью железа — рыжего цвета. Местами сланцевые породы прорваны большим числом кварцевых жил, а также внедрениями гранодиорита. Сланцы, как правило, лишены монолитности и характеризуются большой динамичностью. На вершинах и гребнях наблюдается плитчатость пород. Район, как и весь Алтай, весьма сейсмичен. За год отмечается 2–3 крупных землетрясения. Последнее крупное землетрясение величиной 9 баллов по шкале Рихтера наблюдалось в 2003 г., очаг которого находился в 40 км от ледников Актру.

Климат ущелья Актру, как и всего Алтая, резко континентальный, средняя температура января -15...-30 °С, июля — около 15 °С. Хорошо выражена вертикальная климатическая поясность. Количество осадков 1000–1500 мм в год [7].

Довольно теплое лето вместе с достаточным увлажнением обусловили разнообразие растительности. Лиственничная тайга поднимается до 2000 м. Кедр (*Pinus sibirica*) растет в верхней части лесного пояса, образует верхнюю границу леса. Подлесок состоит из различных видов таволги (*Filipendula vulgaris*), жимолости (*Lonicera xilosteuum*), шиповника (*Rosa pimpinellifolia*). В горной тундре в основном заросли низкорослых кустар-

ников: полярная береза (*Betula nana*) и в меньшей степени разнообразные низкорослые ивы (*Salix acutifolia*). Альпийские луга имеют небольшое распространение и покрыты цветами, много фиалок (*Viola montana*), встречается эдельвейс (*Leontopodium fedtschenkoanum*). В гольцовой зоне обильны лишайники.

Хозяйственное освоение района Актру связано с началом систематических научных работ полустационарного характера, которые были начаты ледниковыми экспедициями Томского государственного университета с начала Международного геофизического года, а стационарные круглогодичные наблюдения – с 1977 г. На базе станции впоследствии построили и альплагерь «Актру». Сейчас этот район круглогодично посещается множеством исследователей, туристов и спортсменов-альпинистов.

Восточный Саян. Массив Мунку-Сардык

Начиная с XIX в., ученые указывали на существование ледников в Восточном Саяне. Г. Радде в 1861 г. дал подробное описание южного ледника главной вершины в массиве Мунку-Сардык, С. П. Перетолчин вел ежегодные наблюдения в этом районе с 1898 по 1906 гг. В 1888 г. геолог Л. А. Ячевский обнаружил ледники на междуречье рек Тиссы и Сенцы и по р. Саган-Гол. В результате дальнейших научных исследований в 40-х гг. XX в. С. В. Обручевым было установлено оледенение всей осевой части Большого Саяна. В период с 1948 по 1953 гг. новые ледники были обнаружены Ал. и Ан. Федоровыми (Канское Белогорье), М. Г. Гросвальдом (Большой Саян) и Г. М. Томиловым (пик Топографов). После изучения материалов аэрофотосъемки стало известно о 107 ледниках, общей площадью 31,8 км² [4].

Восточный Саян – обширная горная страна, простирающаяся более чем на 1000 км в юго-восточном направлении от левобережья р. Енисей до южной оконечности оз. Байкал, где Тункинская котловина отделяет ее от нагорья Хамар-Дабан [10].

Геологическое строение района Мунку-Сардык довольно простое. Западную наиболее высокую в орографическом отношении половину района занимают среднепалеозойские магматические гранитоидные породы. Восточную более низкую часть территории района слагают ордовикские осадочные слабометаморфизованные породы. Известняки вдоль контакта с гранитоидами повсеместно перекристаллизованы, часто сильно окварцованы и мусковитшированы. Возраст гранитоидов мунку-сардыкского интрузивного комплекса – среднепалеозойский, они пересекают и метаморфизуют известняки и сланцы толтинской и барунгольской свит [10].

Климат массива, как и всего Восточного Саяна резко континентальный, зима продолжительная и суровая, лето короткое и прохладное. На высотах 900–1300 м средние температуры января -17...-25 °С, июля 12–14 °С. Количество осадков около 400 мм в год [5].

Несмотря на малое количество осадков, благодаря наличию многолетней мерзлоты, в горно-таёжном поясе присутствуют темнохвойные елово-

пихтовые и светлохвойные лиственнично-кедровые леса. Самые распространенные деревья в лесах это лиственница (*Larix sibirica*), сосна (*Pinus sylvestris*), ель (*Picea obovata*), кедр (*Pinus sibirica*), пихта (*Abies sibirica*), реже лиственные – береза (*Betula pendula*) и осина (*Populus tremula*). Выше 1500–2000 м расположена кустарниковая и мохово-лишайниковая каменистая тундра с участками субальпийских кустарников и лугов, распространенные здесь растения – карагана (*Caragana pygmaea*), саган-дайля, или рододендрон Адамса (*Rhododendron adamsii*). Гольцы слабо закреплены растительностью, поэтому стабилизирующая роль биоты в гольцовых геосистемах ослаблена.

Хозяйственное освоение района до начала XX в. было минимальным и заключалось в охоте местного населения и прокладывании троп через перевалы. С начала XX в. район стал часто посещаемым исследователями и туристами. Последние десятилетия массив Мунку-Сардык массово посещается туристами в начале мая каждого года, когда в истоке р. Белый Иркут проводится туристический фестиваль, на котором присутствуют около пяти тысяч человек. В том числе несколько сотен человек каждый год совершают восхождение на гору Мунку-Сардык.

Фактический материал и его обсуждение

Автором на основе полевых исследований и путем анализа данных других авторов были сделаны некоторые уточнения особенностей режима нивально-гляциальных геосистем представленных районов.

Кавказ

В массиве Псеашхо насчитывается 11 ледников. Фиксированные исторические данные для сравнения с современным состоянием ледников, кроме маршрутных описаний, по этому району обнаружены не были. Исследования проводились автором в период 20 июня – 3 июля 2011 г. Современное состояние ледников массива представлено в табл. 1.

Таблица 1

Современное состояние некоторых ледников массива Псеашхо

| Ледник | Площадь, км ² | Высота конца языка ледника, м |
|------------------|--------------------------|-------------------------------|
| Псеашхо (№ 35) | 1,5 | 2820 |
| Псеашхо (№ 36) | 1 | 2890 |
| Мраморный (№ 35) | 1 | 2770 |
| Холодный (№ 30) | 0,5 | 2550 |
| № 29 | 0,1 | 2690 |
| № 28 | 0,1 | 2740 |
| Сахарный | 0,131 | 2610 |
| В. Пслухский | 0,052 | 3030 |
| С. Пслухский | 0,062 | 2905 |
| С. Пслухский2 | | 2950 |
| Н. Пслухский | 0,67 | 2754 |

Ледник Псеашхо (№ 35) – карово-долинный переметный длиной 3 км и площадью 1,5 км². Своими верховьями он сливается с соседним к югу ледником № 36, площадью 1 км². Особенно подвержены интенсивному таянию части ледников, хорошо освещённые солнцем. Южная ветвь ледника Псеашхо (№ 36) подвержена воздействию солнечного излучения и усиленно тает в летние месяцы. От вершины Северного Псеашхо (3256 м) отходят два отрога. Ледник Мраморный (№ 31) расположен к северу от высшей точки массива (3256 м). Площадь ледника – 1 км² и уже намечается расчленение его на три части.

На северных склонах хребта, соединяющего вершины Западный Псеашхо (2899 м), Южный Псеашхо (3251 м) и Северный Псеашхо (3256 м), расположено несколько ледников, ранее представлявших собой единый ледник. В процессе деградации он разбился на части. Крайний, восточный ледник, носит название Холодный (рис. 2). Это карово-долинный ледник № 30 (по каталогу ледников СССР) площадью 0,5 км². Положение конца ледника периодически меняется. Так, в 1959 году язык ледника Холодного выступал за пределы ригеля и повисал на его склоне. В 1985 г. язык ледника выдвинулся вперёд и продвинулся в долину на 20 м от подножия ригеля [13]. В настоящее время язык ледника снова находится на склоне ригеля. Таким образом, ледник Холодный, по-видимому, является слабопульсирующим ледником.

К западу от ледника Холодного расположены каровые ледники № 29 и № 28, связанные друг с другом узкой полосой льда, которая в ближайшие годы, по-видимому, может исчезнуть, и ледники полностью отделятся друг от друга. Ледник № 29 имеет площадь 0,1 км² [13]. Нижняя часть ледника сильно разбита трещинами. Ледник № 28 имеет две ветви, обтекающие вершину Раздельную (2700 м) с течениями на северо-запад (большая ветвь) и север (меньшая ветвь, площадью 0,1 км²). Общая площадь ледника – 0,5 км².



Рис. 2. Ледник Холодный в июне 2011 г.

Особенностью оледенения массива горы Псеашхо является то, что здесь появляются первые с запада ледники южного макросклона Большого Кавказа, в истоках первого и второго левых притоков р. Пслух. Всего насчитывается четыре ледника. Самый крупный из них – каровый ледник Сахарный, занимающий часть кара и крутого северо-западного склона горы Сахарная Голова (3188 м). Его площадь составляет 0,131 км², отметка верхней точки – 2800 м, нижней – 2610 м [13].

Три других ледника (Пслухские ледники) раньше представляли собой единый ледник, который распался в процессе деградации на три части. Верхний Пслухский ледник – карово-висячий и имеет выпуклую форму поверхности. Нижняя часть ледника имеет крутизну 50°, верхняя часть значительно положе. Площадь ледника 0,052 км², отметка низшей точки 3030 м, высшей – 3200 м. Примерно в 100 м от конца ледника хорошо прослеживается дугообразный вал конечной морены. Сток с ледника осуществляется в две речные системы: во второй приток Пслуха (бассейн р. Мзымта) путём фильтрации через моренные отложения и в р. Холодную (бассейн р. Уруштен) в виде ручья, вытекающего из северного борта ледника.

Средний Пслухский ледник трудно отнести к какому-либо морфологическому типу. Ледник представляет собой ледовый гребень, местами острый, протянувшийся поперёк долины с крутыми ледовыми склонами в обе стороны. У подножия обоих ледовых склонов находятся два небольших озера. Западное озеро подпружено валом конечной морены. Площадь среднего Пслухского ледника, как и двух остальных, невелика – всего 0,062 км². Отметка низших точек ледника: 2909 м (подножие западного склона) и 2955 м (подножие восточного склона). Отметка высшей точки ледника – 3021 м (ледовый гребень у вершины 3053 м). Основная его часть находится на возвышении и хорошо освещается солнцем в любое время дня. Можно предположить, что устойчивость ледника обеспечивается обильным питанием за счёт метелевого переноса снега, связанного с особенностями местной циркуляции воздушных масс.

Нижний Пслухский ледник (каровый), площадью 0,067 км² опускается до отметки 2754 м и питает первый приток Пслуха. Б. А. Тарчевский [13] на основе сравнения данных 1959 и 1985 гг. сделал вывод, что ледник мало или совсем не изменился за это время, положение его довольно стабильно. Высшая точка ледника имеет отметку 2903 м. Своим западным краем ледник упирается в мощный дугообразный моренный вал.

Кроме ледников в представленном районе по состоянию на конец июня 2011 года присутствуют и другие нивально-гляциальные объекты. Повсеместно встречаются снежники лавинного происхождения площадью от 10 м² до 100 м². На их лавинный генезис и не многолетний срок существования указывает отсутствие слоев и наличие зеленой растительности под телами снежников. Концы языков некоторых ледников представляют собой каменные глетчеры (Верхний и Нижний Пслухские), соотношение их размеров с размерами всего ледника около 1 к 10. Глетчеров, относящихся к морфогенетической группе присклоновых, т. е. формирующихся непосредственно у подножия склонов, обнаружено не было. По мнению автора,

такая ситуация объясняется климатическими условиями региона. Речных и других типов наледей в данном регионе не обнаружено.

Алтай

Высшая точка района Актру — вершина Актру-Баши (4075 м). В горноледниковом бассейне Актру находятся пять ледников: Малый Актру, Большой Актру, Водопадный, Кызыл-Таш, Куркурек. Рассмотрим некоторые из них (табл. 2). Исследования проводились автором в период 10 июля – 25 июля 2011 г.

Таблица 2

Динамика основных ледников бассейна Актру

| Ледник | Период, год | Площадь, км ² | Отступление, м | Высота конца языка ледника, м |
|--------------|-------------|--------------------------|----------------|-------------------------------|
| М. Актру | 1911 | 3,16 | – | 2200 |
| | 1930-е | 3,05 | 149 | 2215 |
| | 1999 | 2,83 | 256 | 2235 |
| Б. Актру | 1911 | 12 | – | 2400 |
| | 1930-е | 11,42 | 80 | 2435 |
| Правый Актру | 1999 | 5,15 | 301 | 2455 |
| Левый Актру | 1999 | 5,95 | 463 | 2530 |
| Водопадный | 1911 | 0,885 | – | 3030 |
| | 1930-е | 0,835 | 45 | 3045 |
| | 1999 | 0,750 | 79 | 3055 |

Ледник Малый Актру расположен между вершинами Караташ и Купол и занимает круто падающую ледниковую долину. Высота конца ледника над уровнем моря 2220 м. Длина его – 3 км, площадь – 3,6 км². Верхняя часть, почти горизонтальная, расположена на высоте 3100–3250 м и имеет толщину льда в 120–150 м [7]. В этом месте ледник почти всегда закрыт снегом. Нижняя часть Малого Актру отличается большим ледопадом. У самого языка ледник несколько выполаживается. За последние сто лет конец ледника Малый Актру сократился более чем на 1 км и продолжает сокращаться.

Ледник Большой Актру, площадью в 10 км² расположен выше Малого Актру. Этот ледник делится на Правый и Левый Актру. В его массиве наблюдается максимальная на Алтае мощность льда: местами он имеет толщину около 360 м. Нижний край языка Правого Актру опускается до 2455 м. Высота конца языка ледника Левый Актру над уровнем моря 2500 м. Правый Актру сокращается в среднем на 6,5 м/год, а Левый Актру на 10 м/год. По данным гляциологической станции ТГУ в 1980-х гг. XX в., Правый и Левый Актру соединялись, образуя единый ледник [7].

По горно-ледниковому району Актру можно судить об общем состоянии современного оледенения всего Алтая. Для сравнения приведем данные еще об одном леднике – Софийском, расположенным в Южно-Чуйском хребте, в 40 км от района Актру (рис. 3). Софийский ледник площадью около 17,6 км² и длиной 8 км, имеет толщину льда до 150 м, явля-

ясь, таким образом, одним из крупнейших ледников в регионе. Язык ледника спускается до высоты около 2500 м, верхняя его граница расположена на высоте 3870 м. Ледник отступает со средней скоростью 18,7 м/год при её вариациях 5–27 м/год, за полвека наблюдений его длина сократилась чуть более 1 км, площадь уменьшилась на 6 км² [3; 7]. В настоящее время ледник представляет собой разветвленную систему ледовых потоков, каждый из которых имеет свою область питания и постепенно разделяется на самостоятельные ледники.



Рис. 3. Софийский ледник с моренным комплексом в июле 2011 г.

Другие нивально-гляциальные геосистемы представлены в массиве Актру многолетними снежниками, наледями и каменными глетчерами. Снежники в основном площадью около 10–20 м² присутствуют во многих карах на высоте более 2000 м. Реже встречаются небольшие лавинные снежники у подножий склонов долин. Каменный глетчер площадью около 30 м² расположен у конца языка ледника Правый Актру. На р. Актру, 1,5 км ниже по течению от фронтальной морены ледника Малый Актру, каждый год формируется наледь. Она полностью стаивает к середине июня, оставляя наледную поляну площадью около 0,5 км² и длиной 4 км.

Восточный Саян

В настоящее время выделяют несколько центров современного оледенения в Восточном Саяне. Все ледники здесь приурочены к наиболее высокоим, приближающимся к 3000-метровой отметке, или превышающим этот уровень вершинам. Одним из крупных считается мощный горный узел, в котором сходятся хребты Крыжина, Ергак-Тайга и Большой Саян [8]. Вторым по величине является горный узел Мунку-Сардык – самый высокий район современного оледенения в Восточном Саяне (г. Мунку-

Сардык, 3491 м). Всего в массиве Мунку-Сардык насчитывается пять ледников общей площадью около 3 км² (табл. 3).

Таблица 3

Динамика ледников массива Мунку-Сардык

| Ледник | Период, г. | Площадь, км ² | Отступление, м | Высота конца языка ледника, м |
|------------------|------------|--------------------------|----------------|-------------------------------|
| Сев. Перетолчина | 1906 | 0,68 | | 2784 |
| | 2010 | 0,35 | 163 | 2947 |
| Юж. Перетолчина | 1906 | 0,4 | | 3173 |
| | 2010 | 0,17 | 42 | 3215 |
| Раде | 1906 | 0,3 | | 2800 |
| | 2010 | 0,28 | 0–5 | 2800 |
| Жохойский | 1906 | 0,3 | | |
| | 2010 | Ледник не обнаружен | | |
| Пограничный | 1906 | Нет сведений | | |
| | 2008 | 0,18 | – | 3068 |

Каровые ледники массива Мунку-Сардык, представляющие последнюю фазу деградации оледенения, очень чувствительны к изменениям окружающей среды. На режим современных ледников в данном районе оказывает влияние планетарная циркуляция атмосферы западного переноса, но определяющим фактором является местная циркуляция из котловины оз. Хубсугул. В настоящее время климатические условия не способствуют развитию ледников в горном массиве Мунку-Сардык.

Северный ледник главной вершины в начале столетия спускался с гребня вершины с уклоном в 60°, но при переходе через ригель, крутизна ледяного поля уменьшалась до 20–25° и с высоты 2894 м он переходит в два ледяных потока. Правый ледяной поток шириной в 200 м и длиной в 340 м спускался в цирк по направлению к альпийскому озеру и сформировал две боковых и одну конечную морены [9].

В настоящее время на главной вершине горного узла Мунку-Сардык имеется два ледника. Северный ледник или ледник Перетолчина является наиболее крупным в данном районе. По данным карты С. П. Перетолчина площадь северного ледника в 1906 г. была 0,68 км², и он спускался до отметки 2776 м, хотя по современной реконструкции этой карты (рис. 4) цифры получаются несколько иные: 0,91 км² и 2740 м соответственно. В 2009 г. конец ледника поднялся на уровень 2935 м и сократил площадь до 0,35 км² [10]. На поверхности ледника имеются трещины, связанные с течением льда по круто наклоненной поверхности кара. Самые крупные трещины расположены в месте перехода ледника через ригель. Поверхность ледяного поля покрыта обломочным материалом различной величины. Измерения показали, что язык ледника Перетолчина по состоянию на июль 2010 г. находится на высоте 2947 м над уровнем моря. Северный ледник отступил за сто лет, в общей сложности, на 163 м (рис. 4), при этом его левый поток полностью исчез, оставив небольшую морену.

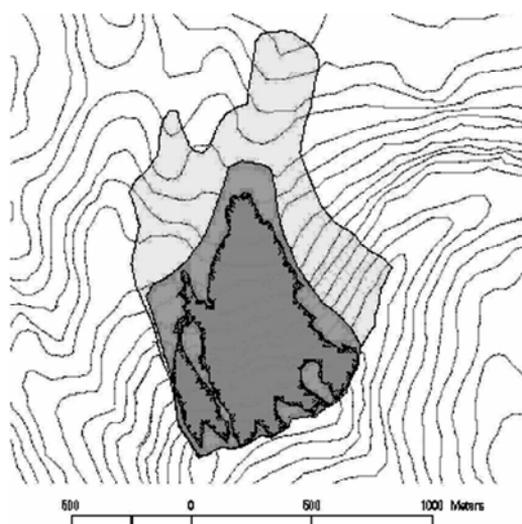


Рис. 4. Динамика уменьшения Северного ледника Перетолчина
Темно-серый – состояние ледника на 2008 г. [10]. Серый – состояние ледника на 1962 г. [5]. Светло-серый – состояние ледника на 1906 г. [9]

Южный ледник главной вершины расположен на территории МНР. По размерам он меньше северного ледника. У южного ледника по С. П. Перетолчину площадь была около $0,4 \text{ км}^2$, а сейчас она сократилась до $0,17 \text{ км}^2$. Оба этих ледника в настоящее время не составляют единого ледникового поля. Северный и южный ледники разделены скальным гребнем вершины и являются двумя самостоятельно существующими ледниками.

Ледник Радде расположен в верховьях р. Белый Иркут. Площадь ледника около $0,3 \text{ км}^2$, приблизительная мощность льда 45 м [10]. Края ледника покрыты обломочным материалом, который поступает со скальных склонов и вершин. Ледяной поток подходит к дну более древнего цирка, образуя перед собой моренный вал.

Ледник, расположенный в верховьях р. Жохой был описан как полностью погребенный обломочным материалом, площадью $0,3 \text{ км}^2$ [9]. Экспедиционные исследования, проведенные в 2006 и 2010 гг. сотрудниками Института географии им. В. Б. Сочавы СО РАН (при участии автора), не подтвердили существование здесь ледника. В истоках реки Жохой обнаружен цирк значительных размеров с признаками существования здесь каменного глетчера в недалеком прошлом.

Пятый ледник под пиком Пограничный (3425 м), расположен на территории МНР, и имеет южную экспозицию. Ширина 300 м, длина 400 м, площадь – $0,1 \text{ км}^2$. Нижняя граница языка находится на высоте 2900 м.

На территории массива Мунку-Сардык широко представлены другие нивально-гляциальные формы. Многолетние снежники разных площадей достаточно четко показывают снеговую границу на уровне 2300 м. Наледи формируются на большинстве текущих здесь рек. В долине Белого Иркуты

на высоте 1700 м ежегодно формируется наледь мощностью 3–5 м, площадью около 50 м², которая до самого конца сезона абляции частично сохраняется на некоторых участках (рис. 5). В долине р. Мугувек наледь формируется на уровне 1300 м. На притоке Белого Иркута, ручье Лебяном, ежегодно формируется наледь с высотой льда до 5 м. Эта наледь также сохраняется до конца августа, в виде отдельных массивных блоков льда по обоим берегам ручья на высоте от 1700 до 1770 м.



Рис. 5. Наледь на реке Белый Иркут, июль 2009 г.

Каменные глетчеры в этом районе занимают верховья некоторых долин, в недавнем прошлом занятых ледниками. Ледник Радде к 2010 г. находится в переходном состоянии к каменному глетчеру, он характеризуется темным цветом со значительными на поверхности включениями обломочного материала. Ледник пика Пограничный окаймляется каменным глетчером. Он сам постепенно превращается в каменный глетчер. Как уже говорилось выше, признаки существования каменного глетчера в недалеком прошлом были обнаружены в верховьях р. Жохой.

Общие выводы

Закономерности циркуляции воздушных масс над Евразией, как и особенности рельефа этого материка, обуславливают распределение осадков над территорией Российской Федерации. Осадки вместе с воздушными массами перемещаются в глубь материка с запада на восток, постепенно теряя влагу. В центральные районы Евразии, доходит совсем малая часть осадков с Атлантического океана. В то же время осадки с севера, юга и востока в сравнении с количеством осадков с запада практически не влия-

ют на климат этой территории. Открытость южного макросклона Кавказа в сторону Черного моря способствует проникновению теплых воздушных масс. Влага с океана, подпитываемая с Черного моря, обильно увлажняет Кавказ, среднегодовое количество осадков достигает 4000 мм. В период абляции суточная температура изменяется плавно, очень теплая днем, до 20–23 °С, остается достаточно теплой и ночью, 10–12 °С, редко случаются и заморозки до 1–2 °С. Так, например, ночная температура 1 °С наблюдалась 22 июня 2011 г. на высоте 1800 м в трех километрах от ледника Холодный. При общем «мягком» климате Кавказа и достаточной средней высотой существование ледников вполне закономерно.

При движении вглубь материка над Алтаем эти воздушные массы все еще достаточно насыщенные влагой, и на Алтае фиксируется до 2000 мм осадков. Климат здесь уже более континентальный, амплитуды летних и зимних температур увеличиваются. Суточные температуры в период абляции днем 17–20 °С, ночью 8–10 °С. Здесь ледники также функционируют по «теплому типу» с участием холодной компоненты [15; 17]. Мерзлота вносит свои коррективы в режим ледников.

Восточная Сибирь – это район с резко континентальным климатом, температурный режим характеризуется очень существенной амплитудой колебания. Амплитуды годовых колебаний достигают 100 °С (40–45 °С летом и -50...-55 °С зимой). Осадков горные районы получают крайне мало, около 400–700 мм. Суточная температура в период абляции на леднике имеет значительную амплитуду, 13–15 °С днем и +1...-1 °С ночью, нередко ночные заморозки. По классическим «альпийским» законам оледенение с таким количеством осадков невозможно. Распространение на сибирские ледники закономерностей, установленных альпийской гляциологической школой, было естественным до середины XX в., когда об особенностях режима ледников Сибири было известно совсем немного [1]. В этом регионе следует учитывать как практически повсеместную промороженность территории, так и очень большой запас холода, содержащийся в ледниках. Лед – горная порода с теплоемкостью и теплопроводностью, сравнимой с гранитом. Благодаря холодным зимним температурам холод накапливается в ледяной толще и ледники все лето имеют температуру на несколько градусов ниже нуля. Процесс абляции в Сибири менее интенсивен, чем на Кавказе.

Нивально-гляциальные системы региона отражают законы формирования оледенения в условиях холодного и сухого континентального климата. Ледники при относительно малом фоновом снегонакоплении существуют здесь благодаря аккумуляции ими, в течение долгой и холодной зимы, больших запасов холода, который способствует поддержанию оледенения в данной ситуации. Он реализуется на ледяное питание – посредством формирования наложенного льда, образующегося с превалярованием конжеляционной компоненты, а не осадочно-метаморфической трансформации снежной массы, и этот тип питания изрядно пополняет бюджет массы ледников. Все ледники района находятся в области глубокого промерзания горных пород, и формирование нивально-гляциальных систем на-

кладывается здесь на развитие криолитозоны, которая является для оледенения фоновым фактором [15; 17]. В результате криогенез, который охватывает все породы, включая слагающие тело собственно ледников, обуславливает, что в данном случае, в дополнение к процессам формирования оледенения в традиционном их понимании, закономерным его участником становится многолетнее промерзание горных пород, способствующее поддержанию оледенения в условиях холодного, но сухого континентального климата. В итоге реакция ледников на текущее глобальное потепление климата выразилась в тенденции медленного, порой даже незначительного, отступления, при котором главным образом происходит утрата ими былой массивности и уменьшение толщины ледяного тела. Поэтому за последние десятилетия ледники стали тоньше, но все еще сохраняют плановые размеры. Большой частью они представлены малыми формами, которым часто сопутствуют многолетние снежники. Интересно, что и существование снежников в значительной мере поддерживается режимом льдообразования с превалированием конжеляционной компоненты. Особенно ярко это проявляется у небольших образований, которые расположены в межморенных понижениях. Причем натечный лед нередко заполняет пространство между обломками морены, и его порой принимают за остатки погребенного ледникового льда.

В течение нескольких прошедших десятилетий в Прибайкалье фиксировались устойчивые годовые величины положительного тренда температур воздуха. В самые последние годы стала наблюдаться стабилизация среднегодовых температур, но длительность периода с положительными трендами успела негативно отразиться на развитии нивально-гляциальных систем. Они существенно сократились по объему содержащегося в них льда, и ныне потери массы льда на них продолжают.

Если проследить такие условия на еще более резко континентальных территориях, например, хребте Кодар, то здесь этот механизм является определяющим фактором. Осадков здесь выпадает 400–500 мм в год, но среднегодовые температуры $-35 \dots -40$ °С и колебания температуры в период абляции от $15-18$ °С днем до $-3 \dots -2$ °С ночью. При таких условиях существование ледников возможно только при активном участии процесса формирования наложенного льда, наличие криолитозоны и превалирующим экспозициям ледников, при которых ледники большую часть времени находятся вне зоны действия прямых солнечных лучей. Учитывая все эти факторы, существование и функционирование ледников на данной территории представляется вполне логичным.

Интенсивность сокращения в пределах рассматриваемого региона имеет свои отличия, отражая сочетание зональных и азональных факторов оледенения. В целом нивально-гляциальные системы При- и Забайкалья ясно отражают их развитие по холодному типу, когда ледовые тела глубоко проморожены и криогенез становится одним из основных участников оледенения. В первую очередь это происходит благодаря большому запасу накапливаемого ледниками зимой холода и его реализации в теплый сезон

года на ледяное питание – посредством наложенного льда, который, по сути, является продуктом криогенеза. Поэтому среди ледников, в большей степени отражающих зональный фактор, лучше противостоят нарастающей абляции, как следствию текущего потепления, более промороженные ледники Забайкалья. Они утоньшаются, но все еще сохраняют, в целом, размеры, зафиксированные 30–40 лет назад. Похожая картина наблюдается во внутренних районах Восточного Саяна, где климатические условия близки к Кодарским. Здесь также имеются относительно крупные долин-ные ледники, которые все еще довольно устойчивы. Наиболее же активно сокращение ледников идет на юге Большого Саяна, который является юго-восточным отрогом Восточного Саяна.

Итак, нивально-гляциальные геосистемы присутствуют практически во всем горном обрамлении юга России. Их динамика и функционирование подчинены локальным факторам каждого региона. В современных условиях быстро меняющегося климата необходимо проводить мониторинг состояния областей питания ледников. Чтобы правильно понимать закономерности ледниковых процессов, необходимо анализировать взаимодействие трех факторов – оледенения, климата и рельефа. Осуществляемые в настоящее время программы слежения за балансом массы и отступанием краевых частей ледников позволяют с достаточно большой точностью оценить внешние признаки деградации современного оледенения, при сравнении динамики оледенения необходимо учитывать локальные климатические и орографические факторы.

Список литературы

1. Антипов А. Н. К проблеме моделирования оледенения и интерпретации его следов в горах Сибири: Взгляд с позиции научного наследия Л. Н. Ивановского / А. Н. Антипов, В. С. Шейнкман // Лед и Снег. – 2010. – № 2(110). – С. 93–101.
2. Гросвальд М. Г. Развитие рельефа Саяно-Тувинского нагорья / М. Г. Гросвальд. – М.: Наука, 1965. – 167 с.
3. Ивановский Л. Н. Формы ледникового рельефа и их палеогеографическое значение на Алтае / Л. Н. Ивановский. – Л. : Наука, 1967. – 264 с.
4. Каталог ледников СССР. В 20 т. Т. 16, вып. 1, ч. 1: Ангаро-Енисейский район. – Л. : Гидрометеиздат, 1973. – С. 64.
5. Максимов Е. В. О ледниках массива Мунку-Сардык в Восточном Саяне / Е. В. Максимов // Изв. ВГО. – Л. : Наука, 1965. – Т. 97, вып. 2. – С. 176–180.
6. Михаленко В. Н. Глубинное строение ледников тропических и умеренных широт / В. Н. Михаленко. – М. : Ин-т географии РАН : Изд-во ЛКИ, 2007. – 315 с.
7. Нарожный Ю. К. Ресурсная оценка и тенденции изменения ледников в бассейне Актру (Алтай) за последние полтора столетия / Ю. К. Нарожный // Материалы гляциологических исследований. – 2001. – Вып. 90. – С. 117–126.
8. Некрасов И. А. Криолитозона Северо-Востока и Юга Сибири и закономерности ее развития / И. А. Некрасов. – Якутск : Якут. кн. изд-во, 1976. – 246 с.
9. Перетолчин С. П. Ледники хребта Мунку-Сардык / С. П. Перетолчин // Изв. Том. техн. ин-та. – Томск, 1908. – Т. 9. – С. 1–47.

10. Динамика горных геосистем юга Сибири / В. М. Плюснин, О. В. Дроздова, А. Д. Китов, С. Н. Коваленко // География и природ. ресурсы. – 2009. – № 2. – С. 5–13.
11. Региональная криолитология : учеб. пособие / под ред. А. И. Попова. – М. : Изд-во МГУ, 1989. – 256 с.: ил.
12. *Серебряный Л. П.* Колебания ледников и процессы моренонакопления на центральном Кавказе / Л. П. Серебряный, Н. А. Голодковская, А. В. Орлов. – М. : Наука, 1984. – 216 с.
13. *Тарчевский Б. А.* Массив горы Псеашхо / Б. А. Тарчевский // Краевед Черноморья. – 2005. – № 7. – С. 79–85.
14. *Тронов М. В.* Вопросы горной гляциологии / М. В. Тронов. – М. : Географгиз, 1954. – 276 с. ил.
15. *Шейнкман В. С.* Четвертичное оледенение в горах Сибири: общие закономерности, анализ данных / В. С. Шейнкман // Материалы гляциологических исследований. – 2008. – Вып. 105. – С. 51–72.
16. Climatic and atmospheric circulation pattern variability from ice-core isotope/geochemistry records (Altai, Tien Shan and Tibet) / V. B. Aizen, E. M. Aizen, D. R. Josviak, K. Fujita, N. Takeuchi, S. A. Nikitin // *Annals of Glaciology*. – 2006. – Vol. 43. – P. 49–60.
17. *Sheinkman V. S.* Glaciation in the High Mountains of Siberia / V. S. Sheinkman // *Developments in quaternary sciences*. – Amsterdam, The Netherlands, 2011. – Vol. 15 : Quaternary glaciations – extent and chronology a closer look. – P. 883–907.

Peculiarities of change of snow-glacial geosystems of the mountain frame of the south of Russia

E. N. Ivanov

Annotation. Within last several years the author took part in researches of snow-glacial geosystems on Western Caucasus (Pseashkho Range), Altaian-Sayans mountain area, and Kodar range. In the course of works certain appropriateness in change of character of dynamics of these geosystems of a mountain frame of the south of Russia are revealed. This appropriateness has not been given in special literature previously. This affairs deal with detailed elaboration of crossing from one type of snow-glacial geosystems to another type, in the aspect of intensification of “cool component” of glaciation. The core of the problem is that, what glaciers in Central Asia are frozen glaciers. They are formed inside the area of permafrost and acquired specific traits. This article is devoted detailed elaboration of these specific traits.

Key words: dynamic of snow-glacial geosystems, the Caucasus, Altai, Eastern Sayan, permafrost, cold and warm kind of glaciation.

*Иванов Егор Николаевич
Институт географии СО РАН им. В. Б. Сочавы
664033 г. Иркутск, Улан-Баторская, 1
младший научный сотрудник
тел.: 89021734413*