

ИНСТИТУТ МЕРЗЛОТОВЕДЕНИЯ
ИМЕНИ АКАДЕМИКА П.И. МЕЛЬНИКОВА СО РАН

МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
имени М.В. ЛОМОНОСОВА

ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ

А.П. Горбунов
И.А. Горбунова

ГЕОГРАФИЯ КАМЕННЫХ ГЛЕТЧЕРОВ МИРА



Москва 2010

ИНСТИТУТ МЕРЗЛОТОВЕДЕНИЯ
ИМЕНИ АКАДЕМИКА П.И. МЕЛЬНИКОВА СО РАН
МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
ИМЕНИ М.В. ЛОМОНОСОВА
ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ

А.П. Горбунов

И.А. Горбунова

ГЕОГРАФИЯ КАМЕННЫХ ГЛЕТЧЕРОВ МИРА



Товарищество научных изданий КМК

Москва ❖ 2010

А.П. Горбунов, И.А. Горбунова. География каменных глетчеров мира. М.: Т-во научных изданий КМК. 2010. 131 с.

Рецензенты:

Член-корреспондент РАН, доктор географических наук *О.Н.Соломина*

Кандидат географических наук *С.Н.Титков*

В монографии впервые на русском языке подробно рассматривается география каменных глетчеров в горах Евразии, Африки, Америки, Антарктиды и на прилегающих к ним островах. Публикация существенно дополняет известную книгу Д. Барша о каменных глетчерах, изданную на английском языке в 1996 году.

Основой послужила информация, содержащаяся, главным образом, в англоязычных статьях и изданиях. Список использованных источников включает около 300 публикаций на английском, русском, немецком, испанском, французском и итальянском языках.

Приведены краткие характеристики морфологии, внутреннего строения и температурного режима, генезиса, динамики и эволюции активных каменных глетчеров. Выделены и кратко описаны их неактивные и древние разновидности. Внесены дополнительные сведения в историю изучения каменных глетчеров. Затронуты и терминологические проблемы.

Монография предназначена для географов, гляциологов, криолитологов, экологов и специалистов, изучающих природу высокогорий

Издание выполнено в рамках Гранта Президента Российской Федерации
по поддержке ведущих научных школ
«Ландшафтно-геохимическая школа»
Географический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова

Фото на обложке:

Активный каменный глетчер в Заилийском Алатау,
Северный Тянь-Шань (фото Э.Северского)

ISBN 978-5-87317-629-8

© Институт мерзлотоведения СО РАН, 2010.

© МГУ имени М.В. Ломоносова, 2010.

© А.П.Горбунов, И.А.Горбунова, 2010.

© ООО «КМК», издание, 2010.

ВВЕДЕНИЕ

С момента издания фундаментальной монографии Д. Барша (Barsch, 1996) о каменных глетчерах прошло уже 14 лет. За прошедшее время заметно пополнились знания об их географии, и появилась необходимость рассмотреть закономерности распространения каменных глетчеров за счет привлечения новых источников информации. Другая, не менее важная, цель познакомить русскоязычного читателя с обширными материалами, опубликованными на разных языках. Поэтому монография может служить и в качестве своеобразного справочного пособия.

Каменный глетчер – значительное скопление крупнообломочного материала в горах, содержащее лед. По внешнему виду он похож на ледник, лавовый поток или оползень, по конфигурации напоминает долинный, висячий, каровый, карово-долинный или предгорный ледник. Реже он бывает сходным по очертанию с дендритовыми ледниками или ледниками скандинавского типа. Иногда каменный глетчер бывает трудно отличить от конечной морены. Особенно это касается древних его разновидностей.

Каменный глетчер, в отличие от конечной морены, способен медленно двигаться по долине или горному склону. Но это свойство присуще только активным его формам. Со временем подвижность теряется, что приводит к образованию неактивных, то есть неподвижных образований. Неподвижность ведет к некоторому изменению внешнего облика каменного глетчера. В конце концов, происходит преобразование его неактивной формы в древнюю. Для последней характерна утрата многих микроформ поверхности каменного глетчера и существенное изменение структуры почвенно-растительного покрова. В отличие от древнего каменного глетчера, неактивный глетчер иногда способен вновь приобретать подвижность, превращаясь в реактивизированную форму.

Каменные глетчеры – наиболее крупные по размерам криогенные формы рельефа. Они могут достигать в длину нескольких километров, в ширину – сотен метров и в толщину – десятков метров. Площадь крупнейших каменных глетчеров оценивается несколькими квадратными километрами, а объем – многими миллионами кубических метров. Содержание льда в активном каменном глетчере в среднем составляет около 50% его объема.

Каменные глетчеры распространены во многих горных системах всех географических поясов. На крайнем севере они отмечены на Шпицбергене под 78–79° с. ш., в Гренландии – на полуострове Земля Мюлиса Эриксона близ 82° с. ш., на крайнем юге – в Антарктиде под 77° ю. ш. Они типичны для Аляски, Скалистых гор Канады и США, для Анд Южной Америки, широко представлены в Альпах и в горах Скандинавии. Известны каменные глетчеры в горах Исландии и в Пиренеях. Отмечен каменный глетчер на склоне Кении в Экваториальной Африке. Распространены они и в горах Южного острова Новой Зеландии, и в Карпатах, и на Кавказе. Чрезвычайно многочисленны и разнообразны каменные глетчеры в горах Азии.

Недавно обнаружены каменные глетчеры на Марсе (Кузьмин, 1983), где они приурочены к интервалам северных и южных широт 30–60°. Марсианские каменные глетчеры в 10–20 и более раз крупнее земных. Предосыпные валы (protalus ramparts) и каменные глетчеры отчетливо просматриваются на многих фотографиях Марса (Arfstrom, 2003; Whalley, Azizi, 2003; Кораблев, 2008). Впечатляющая фотография марсианского каменного глетчера приведена в статье О. Мортон (Morton, 2004). На ней запечатлена форма рельефа с характерными продольными и поперечными дугообразными валами и ложбинами. Отчетливо просматриваются фронтальные «живые» уступы, которые свидетельствуют о нынешней его активности – каменный глетчер находится в движении. Возраст марсианских каменных глетчеров составляет многие миллионы лет.

В последние десятилетия отмечено заметное повышение интереса к каменным глетчерам. Так, почти до 1960-х годов в мире ежегодно публиковалось всего несколько работ по каменным глетчерам. Это были, как правило, небольшие по объему статьи и различные заметки. Часто описания или просто упоминания о них содержались в работах, посвященных ледникам или перигляциальным формам рельефа вообще. Исключением явилась обстоятельная публикация американских геофизиков К. Уорхафтига и А. Кокса о каменных глетчерах гор Аляски, которая вышла в свет в 1959 г. (Wahrhaftig, Cox, 1959). Она заслуживает детального рассмотрения.

В СССР публикации о каменных глетчерах появлялись в отмеченный период в редкие годы.

С 1986–1987 гг. подводятся некоторые итоги изучения каменных глетчеров. Они выразились в издании монографий, которые будут рассмотрены ниже, и библиографий по каменным глетчерам мира. В 1986 г. итальянские исследователи опубликовали первую такую библиографию (Dramis et al., 1986). Она включает всего 251 источник. В списке только четыре наименования на русском языке. В 1986 и 1987 гг. появились два рукописных варианта библиографий по каменным глетчерам. Авторы рукописей – ученые США Дж. Витек и Дж. Жиардино. В них приведено 443 и 448 наименований соответственно. Наконец, в 1987 г. этими же авторами была опубликована библиография, содержащая 676 источников (Vitek, Giardino, 1987 а). В ней упомянуто уже около 45 публикаций на русском языке. Но эта библиография далеко не полная. Например, отсутствуют несколько важных публикаций Г. Лиеба (Lieb) по Австрийским Альпам.

Поток публикаций по каменным глетчерам постоянно растет. Так, в 2010 г. этот список, вероятно, уже превышает 1200. Не исключено, что приближается необходимость становления нового научного направления – учения о каменных глетчерах в рамках перигляциальной геоморфологии.

В последние годы активно развивается картографирование каменных глетчеров. Ранее оно обычно ограничивалось составлением планов отдельных образований такого рода. Ныне создаются региональные карты, на которых отображено их распространение. Сейчас все чаще для этих целей используются аэрофото- и космические снимки, которые подвергаются компьютерной обработке (Brenning, 2008 а).

Обстоятельные сведения о природе каменных глетчеров содержатся в статьях А. Корте (Corte, 1987), Дж. Витека и Дж. Жиардино (1987 б), в книге Д. Барша (Barsch, 1996) и в других публикациях. На русском языке в этом отношении могут быть полезны статьи В.В. Заморуева (1981) и А.Ф. Глазовского (1978), монография А.П. Горбунова и С.Н. Титкова (1989), статья А.А. Галанина (2008). Широкий круг читателей может заинтересовать популярная книга о каменных глетчерах А.П. Горбунова (1988). К этим источникам мы будем постоянно обращаться при рассмотрении различных аспектов предмета нашего исследования.

Каменные глетчеры мира изучены крайне неодинаково. По одним регионам имеются весьма обстоятельные материалы, по другим – они фрагментарны, а по третьим – столь скудны, что приходится оперировать в большей мере предположениями.

Предлагаемая монография призвана привлечь внимание геокриологов, гляциологов, геоморфологов, геологов, палеогеографов и других исследователей высокогорий СНГ к проблеме каменных глетчеров, показать в сравнительном плане степень их изученности в различных регионах мира, сделать эти материалы доступными для русскоязычных читателей. С этой целью во второй части приведено географическое обозрение каменных глетчеров мира.

Часть 1

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КАМЕННЫХ ГЛЕТЧЕРОВ

1.1. Происхождение термина

Термин «каменный глетчер» зародился в конце XIX века в США. Так именovali американские геологи необычные каменные скопления в Скалистых горах страны. Кто персонально впервые произнес словосочетание «rock glacier»? Видимо, на этот вопрос в наше время, да и в будущем не удастся ответить. Однако известно, что из устной речи он впервые перебрался в письменную в 1903 г., когда американскими геологами К.В. Кроссом и Э. Хоу была написана статья, опубликованная в 1905 г. (Cross, Howe, 1905; Giardino, Shroder, 1978).

Итак, термину чуть более 100 лет. Здесь уместно отметить, что впервые, еще в 1883 г., описал необычную морену, которую мы ныне называем каменным глетчером, датский геолог К. Стеенstrup (Humlum, 1982). Он занимался исследованием ледников в Гренландии и обратил внимание на каменные глетчеры, приняв их за особую разновидность морены. Следовательно, история изучения каменных глетчеров охватывает период около 125 лет.

В русскую научную литературу полуперевод английского термина был введен известным советским географом С.Н. Матвеевым (1938). После публикации обстоятельной статьи М.И. Ивероновой (1950) о каменных глетчерах Тянь-Шаня термин окончательно укоренился в русскоязычных публикациях.

Во многих языках мира для их именования в разном звучании присутствуют термины именно в таком виде – каменные (глыбовые, обломочные) глетчеры или ледники. Во французском – «glacier rocheux», в испанском – «glacier de escombros», в немецком – «Blockgletscher». Чехи называют его «kamenny lodovec», а китайцы – «ши бинчуань». Однако следует заметить, что во французских, испанских и, особенно, в немецких, да и других публикациях, часто используется англоязычное название каменного глетчера «rock glacier». Дитрих Барш, следуя немецким традициям, предложил именовать каменный глетчер одним словом – rockglacier (Barsch, 1996). В русском языке удобнее использовать слово глетчер, а не ледник, так как за первым в российской гляциологии прочно закрепилось понятие горный ледник, а не ледник вообще. Поэтому термин «каменный глетчер» означает «каменный горный ледник». В русском языке перевод термина, предложенный Д. Баршем, звучал бы примерно так: «камнеглетчер», что явно не благозвучно.

1.2. Морфология

Тело каменного глетчера состоит из головной, средней и концевой частей. По краям он обрамлен боковыми уступами-откосами, а концевая его часть ограничена фронтальным уступом. Поверхность типичного каменного глетчера гофрирована дугообразными (серповидными) валами и ложбинами, выпуклость которых обращена в сторону движения каменного глетчера. Встречаются иногда продольные ложбины и валы, а также разрывы и термокарстовые просадки на их поверхности. Валы и ложбины достигают в высоту или глубину нескольких метров.

Иногда поверхность каменного глетчера осложняется наплывами или ступенями. Обычно их число варьирует от 1 до 3. По форме это те же каменные глетчеры, но меньшие по размерам. Они как бы наложены на основной каменный глетчер. Ступени являются формами второго порядка. Образование ступенчатости связано с особенностью динамики каменного глетчера. В тех случаях, когда резко замедляется движение вниз или в середине его, верхняя часть, обладая более высокими скоростями, встречает препятствие на своем пути и наплывает на поверхность нижележащего участка каменного глетчера. В итоге и возникает упомянутая ступенчатость.

Фронтальный уступ-откос, пожалуй, является наиболее важной частью каменного глетчера. Высота его обычно составляет 20–40 м, крутизна 30–35°. У активных каменных глетчеров он «живой», то есть по нему время от времени скатываются каменные обломки (рис.1). Откос крайне неустойчив и лишен растительного покрова. У неактивных форм он положе, более устойчив и, хотя бы частично, задернован.

Плановый рисунок каменных глетчеров весьма разнообразен. Чаще конфигурация их лопастная, языкообразная, шпательевидная, древовидная. К этому перечню добавим террасовидные и покровные образования (рис.2). Последние напоминают по своему облику ледники скандинавского типа (Калесник, 1963). Китайские исследователи предложили их именовать каменными глетчерами «куньлуньского» типа (Cui Zhijiu, 1983).



Рис. 1. Фронтальный уступ-откос активного каменного глетчера, Северный Тянь-Шань. Фото А. Горбунова.

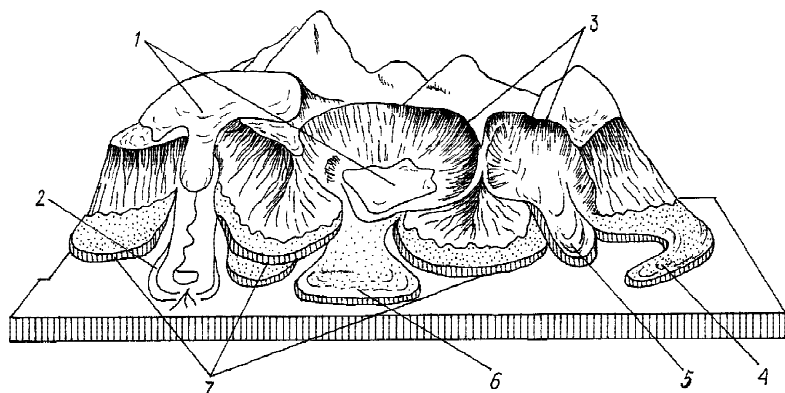


Рис. 2. Генетические и морфологические типы каменных глетчеров: 1 – ледники; 2 – ледниковые морены; 3 – кары; 4 – осыпной (присклоновый языковидный) каменный глетчер; 5 – ледниковый (долинный лопатообразный) каменный глетчер; 7 – осыпной (террасовидный) каменный глетчер (с использованием материалов Humlum, 1982).

Иногда несколько каменных глетчеров, соединяясь воедино, образуют комплекс, в котором могут сочетаться различные по конфигурации формы.

1.3. Генезис

Много споров вызывает генезис каменных глетчеров. Первоначально, до пятидесятых годов прошлого столетия, господствовало представление, что эти формы возникают вследствие погребения ледников под обломками горных пород, которые в изобилии поступают со склонов горных долин во время землетрясений, при обвалах, в виде осыпей, со снежными лавинами и при выносе моренного материала боковыми ледниками-притоками. Правда, еще в начале XX в. некоторые исследователи отмечали «особые формы осыпей» и «текущие осыпные склоны» (Rohn, 1900; Spencer, 1900), не связывая их генезис с ледниками. Видимо, они имели ввиду те разновидности каменных глетчеров, которые ныне именуются присклоновыми или осыпными (talus rock glacier).

Новый этап в изучении генезиса каменных глетчеров начался после выхода в свет фундаментальной статьи американских геологов К. Уорхафтига и А. Кокса (Wahrhaftig, Cox, 1959). Используя материалы своих исследований в Аляскинском хребте, они пришли к выводу, что каменные глетчеры образуются за счет многолетнего промерзания грубообломочных каменных скоплений в горах. Талые воды, замерзая в пустотах между глыбами, формируют ледово-каменное тело каменного глетчера. Пластичные свойства льда и обеспечивают его движение.

Такое представление о генезисе каменных глетчеров приобрело многих сторонников во второй половине XX в. Но и прежние взгляды на ледниковое происхождение каменных глетчеров не были забыты. Приверженцы этих двух направлений постоянно дискутировали друг с другом относительно генезиса камен-

ных глетчеров. Часто для доказательства своей правоты и те, и другие приводят убедительные факты, обосновывающие их взгляды. Например, исследователи Альп располагают многочисленными свидетельствами о том, что каменные глетчеры сложены обломками горных пород, сцементированными льдом неледникового происхождения (Barsch, 1996). Другие исследователи приводят убедительные факты обнаружения ледниковых льдов в каменных глетчерах (Whalley, Martin, 1992). Это противостояние иногда приобретает неэтичный характер. Например, в большой обобщающей статье сторонников неледниковой генезиса каменных глетчеров (Haeberli et al., 2006) не были даже упомянуты основные публикации некоторых их оппонентов (Corte, 1976; Whalley, Martin, 1992; Trombotto et al., 2008).

В настоящее время все больше укореняется представление, что каменные глетчеры по своему происхождению делятся на ледниковые и осыпные. В англоязычных публикациях их обычно именуют glacier-derived и talus-derived rock glaciers, что означает каменные глетчеры ледниковой и осыпного генезиса, соответственно. Первые могут формироваться и при погребении языка ледника, и при многолетнем промерзании моренных и других грубообломочных скоплений у края ледника. В последнем случае мерзлые толщи нередко включают более или менее крупные блоки погребенного льда, но иногда они отсутствуют в мерзлом ядре каменного глетчера. Осыпные каменные глетчеры, которые некоторые исследователи предлагают именовать перигляциальными, лишены погребенных ледниковых льдов, они не имеют связи с ледниками и могут быть встречены там, где отсутствует современное оледенение. Однако в их вечномерзлом ядре не исключены небольшие линзы льда, которые образуются при погребении снежных лавин, озерных льдов или наледей. Наиболее благоприятные условия для формирования осыпных каменных глетчеров присущи пустым ледниковым карам: в них обломочный материал поступает с трех сторон, а не с одной, как это наблюдается у подножия обычного склона.

При рассмотрении каменных глетчеров ледниковой генезиса возникает одна проблема. Куда относить погребенные или бронированные (забронированные) ледники (debris-covered glacier, debris-mantled glacier)? Одни исследователи отделяют их от каменных глетчеров, но не приводят четких критериев такого обособления (Максимов, Осмонов, 1995; Ивановский, 1981); другие относят их к каменным глетчерам (Barsch, 1996; Corte, 1976), находящимся еще в начале своего становления.

Некоторые наши наблюдения в Тянь-Шане и данные аргентинских исследователей наводят на мысль, что погребенные ледники не сразу, а постепенно переходят в каменные глетчеры. Первоначально их поверхность выглядит ровной, на ней отсутствуют поперечные валы и ложбины. Но спустя некоторое время она начинает подвергаться термокарстовым процессам, которые приводят к образованию многочисленных просадок. Термокарст является причиной распада единого ледникового тела на разобщенные массивы. Одновременно происходит заполнение термокарстовых пустот каменистым материалом, который подвер-

гается многолетнему промерзанию. Такое разделение однородного ледового тела на изолированные блоки приводит к его неравномерному движению. А оно порождает гофрированную поверхность – погребенный ледник трансформируется в активный каменный глетчер. Трансформация погребенного ледника в каменный глетчер через термокарстовый процесс описана, например, в публикации аргентинского исследователя перигляциала Анд Д. Тромботто с его коллегами (Trombotto et al., 2008). Можно предположить, что со временем, по мере накопления фактов, появится большая определенность в отношении процесса преобразования погребенного (забронированного) ледника в каменный глетчер. В наши дни иногда высказывается мнение, что изучение генезиса каменных глетчеров зашло в тупик, что необходимы дополнительные полевые исследования и теоретические изыскания (Dobinski, 2006).

Особого внимания в генетическом отношении заслуживают такие формы рельефа как «предосыпные валы» (*protalus ramparts*) и курумоглетчеры.

«Предосыпные валы» (*protalus ramparts*). Одни исследователи относят «*protalus ramparts*» к эмбриональным каменным глетчерам (Barsch, 1996). Ведь часто «*protalus ramparts*» встречаются по соседству с каменными глетчерами. Другие исследователи полагают, что они возникают при накоплении крупных обломков пород у нижнего края снежника (Райс, 1980; Ballantyne, 1987; Ballantyne, Benn, 1994). Иногда эти образования рассматриваются как остаточные формы древних каменных глетчеров (Gordon, Ballantyne, 2006). Есть и другие объяснения происхождения рассматриваемых перигляциальных форм рельефа. Видимо, разные причины в одинаковых условиях приводят к образованию сходных форм рельефа. Иногда относительно небольшое накопление обломков пород у подножия склона, даже при их многолетнем промерзании и насыщении льдом, не способно к движению из-за слабого давления каменной массы на льдистую толщу. Скопления обломков у подножий склонов вне зоны многолетнего промерзания, не содержащие поэтому лед, также не трансформируются в подвижные образования. Только крупный блок грубообломочного материала в условиях вечной мерзлоты может преобразоваться в каменный глетчер. Поэтому в каждом конкретном случае выяснение генезиса «*protalus ramparts*» требует проведения детальных наземных исследований.

Краткий обзор публикаций по морфологии и генезису «*protalus ramparts*» приведен в монографии А.Л. Уошборна (1988). В частности, он отмечает, что наиболее крупные валы достигают в высоту 10–20 м, а в длину – десятков метров. В горах Шотландии зафиксирован самый грандиозный предосыпной вал. Его высота составляет 55 м, а длина – 1 км.

Курумоглетчеры. Термин был предложен при изучении курумов в горах Забайкалья (Романовский и др., 1989). Курумоглетчер совмещает признаки каменного глетчера и курума. Сходство с первым выражается в наличии фронтального уступа высотой до 5 м и крутизной порядка 25–45°. Серповидные валы на поверхности некоторых из них достигают в высоту 2 м, а иногда даже 4 м. Отмечается ширина валов до 5–8 м. Кровля вечной мерзлоты в курумоглетчерах вскры-

вается на глубине 1,5–2,2 м. Выделяются пять морфологических разновидностей этих форм (Романовский и др., 1989). Во всех случаях только нижняя часть, протяженностью обычно не более 25 м, напоминает по облику уплощенный каменный глетчер. Иногда по кровле вечной мерзлоты наблюдается сток талых вод. Движение курумов связано, в основном, с распучиванием каменного материала при замерзании воды в сезонноталом слое. Этот процесс определяет скорость движения курумов от 0,4 до 3,5 см/год. К этому прибавляется движение ледогрунтового слоя за счет пластичной деформации льда. Скорость такого движения иногда достигает 1,2 см/год (Кудрявцев и др., 1978). В курумоглетчерах, видимо, вторая причина динамики начинает преобладать. Связано это с тем, что их мощность заметно больше, нежели обычного его аналога.

Не исключено, что некоторые «предосыпные валы» (protalus ramparts) являются разновидностью курумоглетчеров. Следовательно, напрашивается вывод, что происходит конвергенция. Иными словами, разные причины приводят к образованию сходных по своей морфологии каменных глетчеров. Поэтому нельзя категорично утверждать, что каменные глетчеры образуются за счет только погребения ледников или только при многолетнем промерзании грубообломочных скоплений в горах. Возможны и различные переходные образования. Обычно при погребении ледников имеет место и многолетнее промерзание. Поэтому в таких каменных глетчерах, кроме погребенного ледникового льда, присутствуют вечномерзлые толщи.

Отмечены и необычные по своему сложению каменные глетчеры, которые следует отнести к *каменно-земляным образованиям*. Они редки, но заслуживают пристального внимания. Например, для покровно-моренного комплекса Тарагайских сыртов Внутреннего Тянь-Шаня характерен весьма специфический рельеф; назовем его морщинисто-оползневой. Вдоль тех участков моренного покрова, которые подрезаны рекой Тарагай и ее притоками, развиты складки-морщины, достигающие в длину 500–600 м и в ширину 30–40 м. Глубина их несколько метров. По мере удаления от резкого перегиба поверхности в виде упомянутого уступа, складки-морщины становятся менее выразительными в рельефе, размеры их сокращаются. Обычно на расстоянии 100–200 м от уступа в сторону основного массива моренного покрова они исчезают или принимают вид одиночных и невыразительных форм. Все это наводит на мысль, что складки образовались вследствие течения льдистой моренной толщи на тех участках, где уклон местности возрастает. Прослеживается и такая закономерность: местами уступы моренного покрова приобретают фестончатые очертания, а иногда напоминают по форме языки. Можно проследить переход этих небольших языков в крупные образования, чрезвычайно похожие по своей конфигурации и размерам на активные каменные глетчеры. Наиболее крупный каменно-земляной глетчер здесь достигает в длину почти 2 км, а в ширину – 1,1 км. Площадь его составляет около 1,6 км². Он примыкает в своем верховье к конечной морене древнего ледника.

Многие отмеченные каменные глетчеры в урочище Тарагай активны в настоящее время, о чем свидетельствует свежий облик фронтальных откосов, а также

четкие дугообразные ложбины и валы на их поверхности. Но здесь же встречаются и неактивные формы, примыкающие к одному из активных каменных глетчеров, как бы продолжая его. Длина этой неактивной формы 2,3 км, максимальная ширина около 1 км. Она лишена «живого» фронтального откоса и дугообразных ложбин и валов.

Каменно-земляные глетчеры, формирующиеся из высокольдистого моренного материала, развиваются в особых природных условиях, где создается обстановка, благоприятная для накопления мелкоземистого материала. Замечено, что этот тип каменных глетчеров развивается на поверхностях со слабым уклоном, что препятствует выносу мелкозема из моренных отложений. Каменно-земляные глетчеры отмечены и на Восточном Памире, где годовое количество атмосферных осадков составляет менее 100 мм. Древние их разновидности встречаются в горах Дагестана (Кожевников и др., 1980; Кожевников, 1985).

Формирование каменных глетчеров существенно зависит от характера коренных пород, разрушение которых ведет к образованию осыпей, обвальных масс и морен. Граниты и многие магматические породы, гнейсы, кварциты, кремнистые сланцы и другие породы, способные при разрушении образовывать крупные обломки, благоприятствуют развитию каменных глетчеров. Такие накопления обладают высокой пористостью, что способствует насыщению их льдом. Часто петрография коренных пород является определяющей причиной формирования каменных глетчеров. Например, в горах Саура (Центральная Азия) каменные глетчеры отсутствуют только из-за того, что здесь преобладают сланцы. Прекрасной иллюстрацией зависимости некоторых перигляциальных образований, включая каменные глетчеры, от состава пород является публикация Н. Матсуоки (Matsuoka, 1997). Он привел поперечный разрез горной долины в Альпах восточной части Швейцарии. Один склон ее сложен кристаллическими породами, а противоположный – аргиллитами. На первом склоне распространены осыпи и каменные глетчеры, на втором – солифлюкционные террасы и структурные грунты.

Особого внимания заслуживает генезис *техногенных каменных глетчеров*, которые образуются при многолетнем промерзании грубообломочных отвалов в местах проведения горнорудных работ. Со временем они насыщаются инфильтрационным льдом. Отвал превращается в ледово-каменную массу, которая, находясь на горном склоне, начинает «течь» за счет пластических свойств льда. Это приводит к формированию техногенного каменного глетчера. Известен случай возникновения такого образования в 1965 г. на Кольском полуострове, в Хибинах, на крутом склоне плато Расвумчорр (Горбунов, 1988). Недавно описан техногенный каменный глетчер в отрогах плато Путорана в окрестностях Норильска, на горе Рудной (Grebenets et al., 1998). Его объем около 60 000 000 м³. Скорость движения этого каменного глетчера необыкновенно высока, обычно порядка 40 мм/сутки. Быстрое продвижение завершается отрывом его концевой части и образованием оползня-потока. Оба этих каменных глетчера сформировались в местах, где отсутствуют их естественные аналоги.

Недавно отмечены случаи зарождения техногенных образований такого вида в местах распространения обычных каменных глетчеров. Один из них обнаружен в горах Дальнего Востока, другой – во Внутреннем Тянь-Шане. Первый из них находится в районе золото-серебряных месторождений Кубака в Магаданской области, в юго-восточной части Омогонского среднегорного массива. Координаты месторождения – $63^{\circ}41'$ с. ш. и 160° в. д. Средние годовые температуры воздуха здесь составляет минус 12°C , мощность вечной мерзлоты в естественных условиях – порядка 200 м. В настоящее время происходит насыщение отвала инфильтрационным льдом. Отмечена очень малая скорость движения отвала – доли мм/год. Он еще не трансформировался в каменный глетчер. По расчетам, это произойдет примерно через 50 лет. Тогда скорость его перемещения составит более одного см в год (Галанин и др., 2006; Моторов, 2008).

Другой техногенный каменный глетчер формируется в районе Кумторского золоторудного месторождения во Внутреннем Тянь-Шане. Оно находится на северо-западном макросклоне хребта Акшийрак в интервале абсолютных высот 3800–4100 м. Здесь повсеместно распространена вечная мерзлота, мощность которой составляет от 150 до 250 м. Многочисленные техногенные отвалы, отсыпка которых происходит с 1996 г., находятся на различных стадиях преобразования в каменные глетчеры – от практически неподвижных до активно движущихся форм – в зависимости от характера поверхности. Зарождающийся каменный глетчер Кумтора, выявленный по космическим снимкам, достиг в длину 400 м. Но на нем еще не появились поперечные дугообразные валы. Видимо, он еще недвижим. Более детально эти техногенные образования рассматриваются ниже, в разделе 2.1.9.

Недавно появилась информация о воздействии отвалов пустых пород на естественные каменные глетчеры, которые следует отнести к особой группе техногенных образований (Brenning, 2008 а).

Таким образом, каменные глетчеры образуют ряд, на одном краю которого находится сугубо криогенная форма, а на другом – в большей мере гляциальная, хотя и с криогенными элементами.

Можно заключить, что до сих пор сохраняются проблемы, касающиеся внутреннего строения и генезиса каменных глетчеров. Нужны факты. Проникновение в грубообломочную толщу этих образований – достаточно редкое событие, поэтому накопление исходных данных идет очень медленно и ограничивается, в основном, Альпами и горами Северной Америки.

Преобразование крупных обвалов в каменные глетчеры в условиях вечной мерзлоты происходит очень редко. Известны одиночные образования такого рода в горах Забайкалья и в Джунгарском Алатау.

1.4. Динамика и деформация

Скорость движения естественных каменных глетчеров обычно составляет около 0,5 м/год, но временами она возрастает до многих метров или уменьшается

до нескольких сантиметров. Движение каменного глетчера имеет пульсирующий характер: скорость то замедляется, то заметно возрастает. Отмечены случаи, когда каменный глетчер на некоторое время теряет свою подвижность. Обычно скорость замедляется в холодное время и увеличивается летом. Иногда она возрастает до многих метров в год. В Тянь-Шане отмечен случай, когда она достигала 14 м/год.

Наглядным доказательством консолидированного движения каменного глетчера являются дерновые валики напора, которые могут возникать у подножия фронтального уступа. Они особенно выразительны в тех случаях, когда каменный глетчер надвигается на альпийский луг (рис.3).

В последние годы в связи с глобальным потеплением отмечается рост скоростей движения каменных глетчеров во многих горных регионах. Иногда это приводит к разрывам и другим деформациям на его поверхности.

Деформации каменных глетчеров определяются их динамикой, особенностями рельефа днищ долин или склонов, воздействием снежных лавин и наступающих ледников, а также сейсмическими и эрозионными процессами.

Динамические нагрузки в ряде случаев приводят к аномальному растяжению тела каменного глетчера, разрыву и сползанию его нижней части (рис.4).

Наличие скальных ригелей и резких увеличений крутизны склонов и днищ долин часто определяет упомянутые выше деформации.



Рис. 3. Валики напора у подножия уступа-откоса каменного глетчера, Северный Тянь-Шань. Фото А. Горбунова.

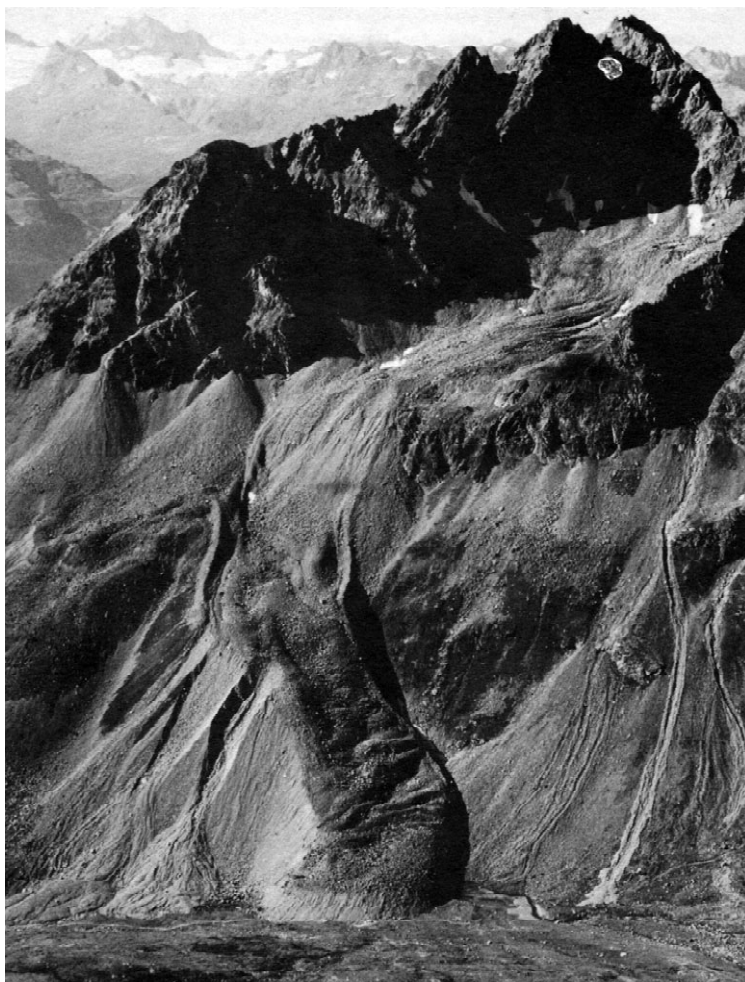


Рис. 4. Деформированный (разорванный) каменный глетчер в Альпах.
Фото W. Haeblerli.

Крупные и частые снежные лавины иногда выравнивают, сглаживают гофрированную поверхность каменного глетчера. Тем самым они лишают его характерных диагностических признаков. Поэтому такой каменный глетчер становится при дешифрировании аэрофотоснимков неузнаваем.

Движение наступающего ледника также приводит к сглаживанию поверхности каменного глетчера. Последующее отступление ледника и высвобождение каменного глетчера из-под ледяного покрова существенно меняет его облик.

Крупные землетрясения способны вызвать различные нарушения тела каменного глетчера в виде разрывов и оползней с переходом в грязекаменные потоки.

Иногда каменные глетчеры подрезаются и отжимаются горными реками. Это ведет к изменению естественной конфигурации их лобовой части. Для измере-

ния скоростей движения каменных глетчеров наиболее широко используются методы фотограмметрии. Ныне активно внедряются для этих целей наземные лазеры (Bauer, Paag, 2003), проводится также моделирование динамических процессов в каменных глетчерах (Jansen, Hergarten, 2006).

1.5. Эволюция

Формирование каменных глетчеров определяется рядом обстоятельств, среди которых наиболее важное место занимают вечная мерзлота и особенности рельефа гор. На их развитие существенное воздействие оказывает также характер оледенения и состав горных пород. Альпинотипный рельеф благоприятствует накоплению значительных масс крупнообломочного материала в долинах, пустых карах и на склонах. Многолетнее их промерзание обеспечивает насыщение обломочных скоплений инфильтрационным льдом. Но иногда аккумуляция обломков пород возможна в глубоких ущельях или теснинах и у подножий скальных обрывов плоскогорий, то есть за пределами гор с альпинотипным рельефом.

Ледники могут способствовать развитию каменных глетчеров или, наоборот, препятствовать их формированию. В первом случае ледники, образуя конечные морены, поставляют необходимый для каменных глетчеров грубообломочный материал. Во втором – повсеместное оледенение горных территорий препятствует поступлению каменных обломков к подножиям склонов: каменные глетчеры не получают должного питания. Присутствие ледников не является обязательным условием формирования каменных глетчеров. Они могут возникать в горах, где отсутствует современное оледенение, как это наблюдается во многих регионах Дальнего Востока, Восточной и Южной Сибири. Но ледники не полные антагонисты каменных глетчеров. Умеренное оледенение, когда значительная часть склонов гор не покрыта ледниками, создает наиболее благоприятные условия для развития каменных глетчеров.

Следовательно, изменения условий формирования каменных глетчеров в голоцене и позднем плейстоцене, в конечном счете, зависят, в основном, от колебаний климата. Процессы рельефообразования воздействуют в совокупности с климатом на эти условия только в масштабе долговременности, то есть на протяжении всего неогена и большей части плейстоцена. Не исключено, что тиллиты докембрия и палеозоя включают, по всей вероятности, и отложения каменных глетчеров тех времен.

Познание эволюции каменных глетчеров невозможно без определения возраста древних, неактивных и активных их разновидностей. Активные, как правило, современные или позднеголоценовые, неактивные – ранне- или среднеголоценовые, древние – плейстоценовые или даже плиоценовые. Однако, определения возраста большей частью недостаточно надежны и крайне малочисленны. Отметим, что в настоящее время используется ряд методов для определения возраста поверхности каменного глетчера. Среди них наиболее известны: фотограмметрический (по скорости движения каменного глетчера), радиоуглеродно-

вый (по степени выветрелости каменных обломков), лихенометрический (по скорости роста накипных лишайников), термолюминесцентный и космоизотопный (радиометрические определения длительности экспозиции обломков пород) методы. Недавно предложен оригинальный метод определения относительного возраста поверхности каменного глетчера при помощи молотка Шмидта (Kellerer-Pirklbauer, 2008).

Проблемы, связанные с датированием возраста каменных глетчеров и этапов их развития рассмотрены в недавней коллективной публикации (Haeberli et al., 2003).

1.6. Классификация

В ряде публикаций приведены различные классификации каменных глетчеров. Но они большей частью характеризуются своей неполнотой. Исключением являются классификации А. Корте (Corte, 1987) и Д. Барша (Barsch, 1996).

А. Корте выделяет четыре генетические группы каменных глетчеров: гляциальные, криогенные снежно-обломочные, обломочные и другие, разнообразные по происхождению. Они разделяются на семь основных типов. Среди них фигурируют техногенные каменные глетчеры и «предосыпные валы» (protalus ramparts).

Классификация Д. Барша предусматривает большее разнообразие характеристик каменных глетчеров. Источниками их питания являются, в основном, осыпные конуса и морены. Затем Д. Барш выделяет три типа и девять разновидностей каменных глетчеров. Последние, в свою очередь, включают 27 подвидов этих образований. По генезису у него предусмотрены каменные глетчеры осыпные, обломочные и особые. По местоположению он различает пять подвидов. Отмечает каменные глетчеры, имеющие или не имеющие в наше время прямую связь с источником питания. Далее характеризуется рельеф поверхности каменного глетчера. У одних он в виде валов и ложбин развит хорошо, у других – слабо, у третьих – отсутствует, то есть поверхность их относительно ровная. По размерности обломков Д. Барш различает щебнистое и глыбовое сложение каменных глетчеров. Он выделяет простые и составные по форме образования. По сложению (комплексности) различаются четыре подвида, по конфигурации выделяются языкообразные, лопастные и переходные каменные глетчеры. К последним Д. Барш, видимо, относит образования, близкие по очертанию к языкообразным и лопастным: шпательевидные, древовидные и другие. По нашему мнению, к лопастной разновидности следует отнести также террасовидные. По размерам Д. Барш различает крупные (более 100 000 м²), средние (от 10 000 до 100 000 м²) и малые (менее 10 000 м²). Он разделяет каменные глетчеры на активные, неактивные и древние (реликтовые).

В классификации Д. Барша не упомянуты техногенные каменные глетчеры и «предосыпные валы» (protalus ramparts). Правда, в другом месте монографии последние рассматриваются как эмбриональные каменные глетчеры.

Итак, существуют различные классификации каменных глетчеров: по местоположению, морфологии, активности, возрасту и т. п. Но главным следует признать современное разделение каменных глетчеров по их генезису на ледниковые (приледниковые), включающие забронированные или погребенные ледники, и осыпные (присклоновые, перигляциальные). Первые прямо или косвенно связаны с ледниками, вторые – лишены такой связи. Но в каждом конкретном случае необходимы тщательные наземные исследования каменного глетчера на предмет его генезиса. Не исключено, что анализ только аэрофотоснимков может привести к ошибочному отнесению осыпного каменного глетчера к ледниковому и наоборот.

Таким образом, современные представления о каменных глетчерах содержат ряд проблем, которые предстоит решать при будущих исследованиях. Вот некоторые из них: всестороннее изучение внутреннего строения каменных глетчеров с разработкой точных методов определения генезиса крупных массивов подземного льда, расширение системы температурных наблюдений в мерзлой толще каменных глетчеров. Важными задачами являются надежная диагностика каменных глетчеров по данным аэрофото- и космоснимков, уточнение существующих классификаций, всестороннее изучение динамики и эволюции с установлением абсолютного возраста различных частей этих перигляциальных форм рельефа. Сюда же следует отнести поиск надежных признаков, отличающих древние каменные глетчеры от древних же ледниковых морен. Особенно в этом отношении интересна, но чрезвычайно трудна, проблема выявления основных отличий каменных глетчеров палеозоя и докембрия от одновозрастных морен. Решение этой задачи позволит существенно уточнить эволюцию климатических условий в далеком прошлом. Представляется важным определение причин реактивизации некоторых неактивных каменных глетчеров. Следует всемерно практиковать дальнейшее изучение гидрологии и температурных условий каменных глетчеров. Необходимо широкое и детальное развитие исследований техногенных и подобных им каменных глетчеров. В поле зрения исследователей должны находиться воздействия каменных глетчеров на различные природные объекты и процессы (сокращение площадей высокогорных пастбищ, образование горных озер, изменение течения рек, формирование селевых потоков) и на инженерные сооружения (дороги, плотины, мосты, ЛЭП, здания различного назначения и т. п.).

Часть 2

РЕГИОНАЛЬНОЕ ОБОЗРЕНИЕ

Структура приводимого обзора неоднородна. В зависимости от ряда причин она меняется от региона к региону. В одних случаях каменные глетчеры рассматриваются в пределах горной системы, в других – в границах какого-либо государства, материка, острова или полуострова.

2.1. Евразия с островами

2.1.1. Дальний Восток и Камчатка

Изучению каменных глетчеров Дальнего Востока положил начало в 1950-х годах В.М. Пономарев (1953). Он не называл их каменными глетчерами, так как этот термин еще не получил распространения в СССР. Однако им была описана морфология каменных потоков на Чукотке, которые, в нынешнем понимании, явно относятся к каменным глетчерам.

Резкий качественный сдвиг в изучении каменных глетчеров Северо-Востока России в последние годы осуществлен А.А. Галаниным (1999).

Корякское нагорье

Первые исследования каменных глетчеров нагорья были проведены А.С. Агеевым, А.В. Дитмаром (1964). А.А. Галанин с коллегами продолжил изучение географии, морфологии, строения, динамики и эволюции здешних каменных глетчеров (Галанин, Глушкова, 2004; 2005). Оказалось, что только в одном Мейныпильганском хребте этого нагорья насчитывается 58 активных каменных глетчеров. Они разделяются на каровые, комплексные и присклоновые разновидности, для первых и вторых характерно присутствие в ледяном ядре массивов погребенных льдов.

Всего в Корякском нагорье выявлено около 1600 каменных глетчеров (Галанин, 2009). Самые протяженные из них достигают в длину 2,5 км. Суммарная площадь всех каменных глетчеров нагорья составляет 56,3 км². Мощность их варьирует от 15–20 до 60 м. Скорость движения каменных глетчеров составляет порядка 0,5–2 м/год. Спускаются они до абсолютных высот 300–350 м (Галанин, 2009).

Чукотское нагорье

Каменные глетчеры отмечены здесь в трех местах – в Провиденском массиве, в хребтах Искатень и Пикульный (Галанин, Глушкова, 2005). Но их детальное исследование проводилось только в Искатене, под 66°30' с. ш. на абсолютной высоте до 1463 м, где преобладают присклоновые каменные глетчеры (рис.5). Среди них находятся и самые крупные (до 1,75 км²). Здесь выявлено 69 активных каменных глетчеров, которые могут быть прослежены вниз до 40 м абсолютной высоты. Всего в Чукотском нагорье выявлено 1930 каменных глетчеров (Галанин, 2009).



Рис. 5. Неактивный присклоновый каменный глетчер в Провиденском массиве, Чукотское нагорье. Фото. А. Галанина.

Горы Северного Приохотья

Первые сведения о каменных глетчерах этого региона появились в публикации С.С. Богачева с соавторами (1994). В ней приведены материалы по распространению, морфологии и генезису каменных глетчеров в Юдомском, Кетандинском, Кухтуйском, Ульбейском горных хребтах. Эти горы расположены, в основном, между 62–60° с. ш. и 140–146° в. д. Кроме того, исследования проводились в хр. Сунтар-Хаята и на Джугджуре.

Каменные глетчеры в регионе размещаются выше 300 м над уровнем моря. Верхняя граница их распространения определяется высотой гор. Некоторые из них вторгаются в пределы лесной зоны. Такое явление отмечено и в Аляскинском хребте в США (Foster, Holmes, 1965). Большей частью каменные глетчеры представлены присклоновыми террасами, ширина которых составляет 40–100 м. В высоту они достигают иногда 40 м; крутизна фронтального откоса, как правило – 35–40°. Площадь самых крупных каменных глетчеров – 1,5 км². Обычно же она измеряется тысячами квадратных метров. Высота валов и глубина ложбин на их поверхности варьируют от 0,5 до 10 м. На поверхности некоторых каменных глетчеров обнаружены полигоны от 15 до 20 м в поперечнике. Глубина трещин, оконтуривающих полигоны, составляет 0,3–1,5 м. Изредка отмечаются лож-

бины, отделяющие террасовидные каменные глетчеры в карах от осыпей. Глубина таких ложбин, осложненных воронками, обычно 1–5 м, а сами воронки нередко достигают в глубину 10 м.

Авторы разделяют каменные глетчеры по степени их развития на формирующиеся, зрелые и затухающие. Первые две генерации относятся к активным каменным глетчерам, а последняя – к неактивным, если следовать общепринятой терминологии. Затухающие формы, по наблюдениям авторов публикации, как правило, занимают наиболее низкие высотные уровни.

В публикации С.С. Богачева и др. (1994) каменные глетчеры по механизму образования разделяются на три типа.

К первому относятся ледниковые по генезису разновидности, включающие и забронированные ледники. Обломочный каменный чехол на них по мощности варьирует в пределах 0,5–20 м. На их поверхности обычны термокарстовые просадки. Отмечается, что в условиях вечной мерзлоты погребенные льды верхнего плейстоцена могли частично сохраниться до наших дней.

Ко второму типу относятся каменные глетчеры, как принято их обычно называть, осыпного генезиса. Замечено, что на крутых склонах они становятся подвижными раньше, нежели на пологих склонах.

Авторы рассматриваемой статьи обратили внимание на то, что пластичные свойства могут приобрести обломочные накопления и при длительном сохранении в них сезонного льда. Движение таких ледово-каменных масс прерывисто во времени, носит сезонный характер. Этот механизм присущ обычно курумам. От себя добавим, что не исключено, таким образом, формирование широко распространенных у подножий некоторых осыпей валов типа предосыпные валы (protalus ramparts). Известно, что некоторые исследователи относят их к эмбриональным каменным глетчерам.

Третий генетический тип каменного глетчера, по словам авторов, может возникнуть при захоронении наледей и снежников обвально-осыпными массами, селевыми выносами и лавинами. Каменные глетчеры такого происхождения крайне редки и незначительны по размерам.

В заключительной части статьи предлагается рассматривать каменные глетчеры как своеобразную форму современного оледенения горных систем. Отмечено, что в перигляциальной области хр. Сунтар-Хаята они занимают 2% ее площади. Каменные глетчеры обладают большими запасами льда, которые не всегда попадают в поле зрения гляциологов и гидрологов. Публикация С.С. Богачева с соавторами особенно ценна своими важными выводами и идеями.

Каменные глетчеры отмечены в Бахапчинских горах, в Хасынском хребте, на полуостровах Кони и Тайгонос, в Килганском горном массиве (Галанин, Глушкова, 2005). В горах полуострова Кони зафиксировано девять каменных глетчеров с наибольшей длиной 0,7 км. Они прослежены вниз до абсолютной высоты 550 м над уровнем моря. В Хасынском хребте (60° с. ш.) отмечено пять каменных глетчеров. Самый длинный 1,2 км. Распространены они в интервале абсолютных высот 800–

900 м. В горах полуострова Тайгонос преобладают каровые каменные глетчеры с максимальной длиной 1,5 км. Они прослежены до высотного уровня 700 м.

Отмечены и древние каменные глетчеры, которые формировались в заключительной фазе сартанского оледенения, то есть около 13 тыс. лет тому назад (Галанин, Глушкова, 2006).

Всего в Северном Приохотье, по данным А.А. Галанина (2009), выявлено около 1100 каменных глетчеров.

Заметим, что в горах полуострова Кони зафиксированы каменные глетчеры, деформированные Ямским землетрясением 1851 г. (Галанин, Глушкова, 2006).

И еще одно важное начинание А.А. Галанина (2002) – им впервые для рассматриваемого региона применен лихенометрический метод определения возраста отдельных частей каменных глетчеров. Всего им выполнено около 80 лихенометрических датировок. Кроме того, для определения возраста каменных глетчеров автор использовал и другие современные методы датирования каменного материала (Галанин, 2009).

Хребет Джугджур

Каменные глетчеры распространены в диапазоне абсолютных высот 1000–1300 м (Титов, 1976). Они отнесены к присклоновым современным образованиям. Все они активны. К сожалению, в этой публикации отсутствуют данные об их размерах.

Буреинское нагорье

Каменные глетчеры представлены древними и современными активными формами. В публикации А.М. Сазыкина (1992) упомянуты присклоновые и долинные каменные глетчеры. Те и другие – осыпного генезиса. Важное замечание автора: каменные глетчеры некоторые исследователи относили к моренам, что приводило к значительному преувеличению размеров древних оледенений.

Каменные глетчеры на Дальнем Востоке до самого последнего времени изучались попутно. Только исследования А.А. Галанина с коллегами (Галанин, 1999; 2002; 2005; Галанин, Глушкова, 2004; 2005; 2006) положили начало специализированным работам по изучению каменных глетчеров на Северо-Востоке России. Попутные работы в этом направлении сменились предметными и всесторонними, проводимыми на современном научном уровне. Важнейшими результатами упомянутых исследований явилось выявление общих закономерностей пространственного размещения активных каменных глетчеров, определение их возраста (от 2 до 5 тыс. лет); получены сведения о характере движения и очень ценные данные о внутреннем строении.

А.А. Галанин с коллегами обследовал огромную территорию (около 1,2 млн км²), входящую в состав Чукотского автономного округа и Магаданской области. Дешифрирование аэрофотоснимков в совокупности с наземными исследованиями позволило закартографировать 5581 каменный глетчер. Всего же здесь

выявлено около 6500 каменных глетчеров и сходных с ними образований. Были составлены и первые карты их распространения (Галанин, 2009).

Можно заключить, что в горах Северо-Востока Азии сосредоточена большая часть каменных глетчеров России. И этот регион в отношении каменных глетчеров в настоящее время изучен почти так же обстоятельно, как и Альпы.

Камчатка

Одной из первых, если не первой, информацией о каменных глетчерах полуострова является публикация О. Савоскул и др. (1997). В ней приведены очень краткие сведения о каменных глетчерах в долине реки Тополевая, которая находится в бассейне р. Авача (Savoskul, Zech, 1997). Современные ледники в этой долине отсутствуют. По предположению авторов публикации, активные каменные глетчеры сформировались из отложений боковых (lateral moraine) морен. Ныне каменные глетчеры находятся в неактивном состоянии.

Позднее появились сообщения о каменных глетчерах в верховье долины Средней Авачи (Savoskul, 1999; Савоскул, 2000). Географические координаты этого района 54° с. ш. и 158° в. д. Здесь находятся четыре ледника и пять каменных глетчеров. Длина последних варьирует в пределах 600–1500 м. Они размещаются в интервале абсолютных высот 900–1300 м. Наиболее крупные из них находятся в активном состоянии, остальные – неактивны. Возраст каменных глетчеров определялся лихенометрическим и тифрохронологическим методами. Он оценивается в 6000–2800 лет.

2.1.2. Восточная Сибирь

Хребет Черского

Осыпные каменные глетчеры концентрируются в массиве Буордах близ 65° с. ш. Они представлены небольшими присклоновыми формами, которые распространены, в основном, между абсолютными высотами 1200–1800 м. При анализе аэроснимков создается впечатление, что снежные лавины препятствуют формированию присклоновых каменных глетчеров: они отсутствуют у подножий склонов левого борта, то есть восточных склонов долины Люнкидэ, где отмечены многочисленные снежники. Снежные лавины нивелируют гофрированную поверхность каменных глетчеров, лишая их, таким образом, диагностических признаков. Возможно, что многие коллювиальные отложения представляют собой деформированные присклоновые каменные глетчеры.

Присклоновые каменные глетчеры массива Буордах отмечены в публикации В.В. Заморуева и Д.Б. Малаховского (1975). Они названы авторами псевдотеррасами и рассматриваются, предположительно, как разновидность каменных глетчеров. Отмечено, что их фронтальные откосы имеют крутизну порядка $40-50^{\circ}$. Они лишены растительности, резко контрастируя с задернованным дном долины. Откос представляет собой подвижную неустойчивую осыпь. Средняя высо-

та фронтального уступа присклоновых каменных глетчеров составляет около 40 м, максимальная – до 90 м, минимальная – порядка 18 м. Ширина площадок этих псевдотеррас иногда достигает 150–200 м.

Хребет Сунтар–Хаята

Он простирается на 500 км с северо-запада на юго-восток от 64 до 61° с. ш. Высочайшая вершина горной системы поднимается до 2959 м. Современное оледенение занимает площадь в 201 км². Ледники распространены, как правило, выше 2000 м. Самый крупный из них достигает в длину 4,5 км. Сведения о каменных глетчерах крайне скудны. В монографии М.М. Корейши (1991) упомянуты лавинно-коллювиальные террасы. Судя по описанию, они очень похожи на присклоновые каменные глетчеры. В частности, поверхность террас обычно наклонена в сторону склона. Отмечено, что обломочный материал террас сцементирован инфильтрационным льдом.

Путорана

Недавно появилось сообщение, что здесь встречаются каменные глетчеры (Сарана, 2005). Этим информация и ограничена. По косвенным данным можно предположить, что каменные глетчеры размещаются на высотах 700–800 м (рис.6).

Каменные глетчеры в Восточной Сибири изучены не столь обстоятельно, как на Дальнем Востоке. Перспективным в этом отношении, как нам кажется, является Верхоянский хребет, хотя до сих пор какие-либо прямые и даже косвенные свидетельства о них обнаружить не удалось.



Рис. 6. Неактивный каменный глетчер в горах Путорана. Фото В. Сараны.

2.1.3. Южная Сибирь

Становое нагорье

В отношении каменных глетчеров наиболее примечательны высочайшие хребты региона: Кодарский, Удокан и Южно-Муйский (Преображенский, 1960). Все они, видимо, присклоновые. Правда, есть и другое мнение. Так, И.А. Некрасов и Г.Ф. Гравис (1967) считают, что часть каменных глетчеров Удокана образовалась при погребении древних ледников. Однако наш анализ аэрофотоснимков и описание разрезов мерзлых и чрезвычайно льдистых толщ этих каменных глетчеров в большей степени говорит об их неледниковом генезисе. Для окончательных выводов на этот счет необходимо проведение дополнительных наземных исследований.

Отмечен случай формирования крупного, длиной около 1 км и шириной порядка 400 м, каменного глетчера из обломочной массы обвала. Последний привязан к тектоническому разлому. Он расположен в Кодарском хребте на восточном склоне вершины с отметкой 2853,1 м в долине р. Мускуннок (бассейн р. Чара).

В бассейне Среднего Сакукана (хребет Кодар) особенно широко распространены присклоновые каменные глетчеры. Л.А. Пластинин и др. (1978) называют их «псевдоморенами». Отмечается, что высота фронтальных уступов достигает 50 м, а крутизна их откосов – 38°. Приведена важная деталь: от подошвы склона долины они отстоят на несколько десятков метров.

Краткая информация о каменных глетчерах осыпного генезиса в бассейне Среднего Сакукана помещена также в публикации Н.И. Чернышева (1984). Автор называет их присклоновыми каменными потоками. Они занимают около 30% площади присклоновых грубообломочных накоплений (осыпные и обвальные шлейфы, лавинно-осыпные конуса). Предполагается, что динамика их изменчива: периоды длительного покоя сменяются слабой подвижностью.

Размещение каменных глетчеров в бассейне Среднего Сакукана отображено на схеме, приведенной в монографии группы авторов (Пластинин и др., 1993).

В Кодаре, в долине ледника Азаровой, выявлено четыре каменных глетчера в интервале абсолютных высот 2100–2200 м. Они отображены на карте (масштаб 1: 10 000) этого ледника (Плюснин, 2007).

Дешифрирование аэрофотоснимков с использованием материалов упомянутых публикаций, позволяет констатировать, что каменные глетчеры в Удокане, Кодаре и Южно-Муйском хребтах распространены в интервале абсолютных высот 1200–2300 м. В Кодаре наиболее крупные из них достигают в длину 1 км и площади 0,4 км². Высота фронтальных уступов варьирует от нескольких до 30–40 м (Преображенский, 1960). Большая крутизна откосов и их светлая окраска свидетельствуют об активности каменных глетчеров. На поверхности некоторых из них в Удокане зафиксирована полигональная сеть с ячейками до 30 м в поперечнике.

В особую разновидность рассматриваемых форм отнесены курумглетчеры региона (Романовский и др., 1989). Это нечто среднее между каменными глетче-

рами и курумами. От первых они отличаются уплощенностью, от вторых – наличием фронтального уступа крутизной от 25 до 45° и серповидных валов и ложбин на поверхности. Длина их обычно составляет несколько десятков метров. Мощность курумоглетчеров достигает 5 м. В них присутствуют льды различного генезиса.

Кроме современных, в регионе широко распространены древние каменные глетчеры, но их диагностика весьма сложна. Необходимы детальные наземные исследования.

Хамар-Дабан, Баргузинский и Байкальский хребты

Каменные глетчеры здесь размещаются в диапазоне абсолютных высот 1700–2000 м. Все они осыпного генезиса. Некоторые имеют вид узких языков до 1 км в длину (Заморуев, 1965). Встречаются эмбриональные формы типа «protalus ramparts». По данным В.М. Плюснина (2003) в Хамар-Дабане находятся 22 каменных глетчера. Их суммарная площадь 6 км², средняя – 0,27 км².

В монографии В.М. Плюснина (2003) сообщается, что в Баргузинском хребте выявлен 21 каменный глетчер с суммарной площадью 17,06 км² и средней – 0,81 км². В Байкальском хребте обнаружено шесть каменных глетчеров, их суммарная площадь составляет 2,25 км², средняя – 0,37 км². Исследователь полагает, что они в генетическом отношении относятся к самостоятельным образованиям, то есть не связаны с ледниками (Плюснин, 2008). В хребтах Предбайкалья и Забайкалья – в Приморском, Морском и Голондинском, каменные глетчеры не обнаружены (Плюснин, 2003).

Не исключено, что одиночные каменные глетчеры осыпного генезиса могут быть встречены и в других высоких хребтах Забайкалья и Прибайкалья – в Северо-Муйском, Каларском и Становом.

Саяны

Активные каменные глетчеры распространены в Восточном Саяне на высотах от 1900 и до 2500 м (Гросвальд, 1959). Часть из них начинается в пустых карах, а часть приурочена к подножию склонов. И те, и другие питаются за счет осыпей. Лед в каменных глетчерах конжеляционного происхождения.

В районе массива Мунку-Сардык в долине Западного Жохоя Е.В. Максимов (1965) обнаружил погребенный ледник, фронтальный уступ которого достигает в высоту 125 м, а его крутизна – 40°. Он спускается в озеро. Судя по фотографии, рисунку и краткому описанию, это активный каменный глетчер. Его длина – около 1350 м, а ширина до 150 м. Размещается он в интервале абсолютных высот 2660–2900 м. Автор сообщения отмечает на его поверхности поперечные дугообразные валы высотой до 10–15 м и ложбины. Е.В. Максимов лишь предполагает в нем наличие погребенного льда. Какие-либо факты, подтверждающие его предположение, он не приводит.

Алтай

Каменные глетчеры широко распространены в горах Русского Алтая, но конкретные сведения о них весьма ограничены. Особенно это касается морфологии и размещения их по отдельным хребтам и абсолютным высотам. Первые сведения о каменных глетчерах Алтая содержатся в публикациях В.В. Заморуева (1963) и Л.Н. Ивановского (1967; 1977). Впервые они были отмечены в Катунском хребте (Центральный Алтай), где их насчитывается много десятков (Заморуев, 1963; Ивановский, 1981). Позднее крупный каменный глетчер был обнаружен в Южно-Чуйском хребте, в долине реки Джазатор – истока Аргута, правого притока Катуни. Длина активного каменного глетчера около 1250 м, ширина до 550 м. Расположен он между 2100–2280 м. Лихенометрическим методом его возраст определен в 2200–2550 лет (Соломина и др., 1992).

Отмечены активные каменные глетчеры в Курайском хребте (Восточный Алтай). Анализ космических снимков свидетельствует, что здесь широко распространены присклоновые (осыпные) каменные глетчеры в бассейне реки Аргут. Зафиксированы классические по форме каменные глетчеры подобного происхождения. Самые крупные среди них достигают 400 м в длину.

В последнее время наметился существенный прогресс в изучении каменных глетчеров Алтая.

В 2002 г. появилась публикация о результатах совместных российско-бельгийских исследований в 1997–2000 гг. ледника Софийского (Агатова и др., 2002). Он находится в юго-восточной части Русского Алтая, в Южно-Чуйском хребте. Его примерные координаты – 49°48' с. ш. и 87°49' в. д. Здесь, в долине реки Аккол, на северо-восточном склоне хребта Бельгырду зафиксированы и закартографированы 12 каменных глетчеров осыпного генезиса. Все они располагаются выше 2300 м. Их длина – от 300 м до 1 км. В статье отмечено, что некоторые каменные глетчеры перекрывают моренные отложения, возраст которых более 1950 лет. Это обстоятельство позволяет предположить, что каменные глетчеры долины Аккол начали формироваться менее 1950 лет тому назад.

В долине Аккол насчитывается 34 каменных глетчера, Талдура – 7. Всего в этих двух долинах обнаружен 41 каменный глетчер. Среди них выделяются активные и неактивные формы (Fukui et al., 2007a). В бассейне р. Чаганзун – левого притока Чуи каменные глетчеры отмечены в Южно-Чуйском хребте.

Наибольшее количество каменных глетчеров находится в Южно-Чуйском, Северо-Чуйском хребтах и на Южном Алтае. Здесь насчитывается 815 каменных глетчеров разных типов. Их суммарная площадь около 263,1 км² (Михайлов и др., 2007). Здесь же впервые для Алтая проведены наблюдения за скоростями движения на их поверхности. За два года с 2003 по 2005 гг. – отмечены максимальные скорости на их поверхности около 30 см/год. Продвижение фронтального уступа зафиксировано до 20 см/год. Обнаружено проседание поверхности на некоторых каменных глетчерах до 20 см/год (Михайлов и др., 2007). По радиоуглеродному датированию наиболее старые каменные глетчеры имеют возраст порядка 3800 лет, наиболее молодые – около 300 лет (Fukui et al., 2007a).

В 2008 г. продолжены исследования каменных глетчеров русско-японской экспедицией в Южно-Чуйском хребте. В бассейне реки Елангаш выше 2400 м обнаружено много каменных глетчеров. Один из них образовался из морены ледника «малого ледникового периода» (Matsuoka, 2008).

Появилась первая информация о каменных глетчерах и погребенных ледниках в Восточном Алтае, в массиве Монгун-Тайга (50° с. ш. и 90° в. д., абсолютная высота 3970 м). Здесь обнаружено 17 каменных глетчеров. Из них девять имеет длину более 1 км. Площадь самого крупного $0,42 \text{ км}^2$, а самый длинный протягивается на 2,39 км. Площадь наименьших – всего $0,06 \text{ км}^2$, а длина самого короткого – 0,3 км. Суммарная площадь всех каменных глетчеров Монгун-Тайги $3,46 \text{ км}^2$. Нижняя граница их распространения варьирует в интервале абсолютных высот 2590–3130 м. Все они ледникового генезиса. Некоторые из них сформировались задолго до «малого ледникового периода», о чем свидетельствуют его морены, надвинутые на каменные глетчеры. Образование каменных глетчеров происходит и ныне путем бронирования малых исчезающих ледников. Отмечается, что потепление ведет к увеличению подвижности каменных глетчеров. Не исключено, что в этом горном массиве присутствуют и древние каменные глетчеры, которые могли быть отнесены авторами публикации к моренам голоценового возраста (устное сообщение Д.А. Ганюшкина; Чистяков и др., 2008).

Недавно обнаружены каменные глетчеры в Ивановском, Курчумском и Нарымском хребтах и в Сарымсақты Казахского Алтая, то есть на территории Республики Казахстан. Они здесь размещены на высотах 2000–2900 м. Длина самых крупных активных образований такого рода составляет 500–600 м. Возможно присутствие каменных глетчеров в хребтах Холзун, Листвяга, Катунский и Тарбагатай. Но, в основном, они сосредоточены в хребте Южный Алтай. В Казахском Алтае, судя по космическим снимкам, много десятков каменных глетчеров, – преобладают присклоновые, то есть осыпного генезиса.

Нет сомнения, что каменные глетчеры характерны для всех хребтов Русского и Казахского Алтая, которые поднимаются выше 2500 м над уровнем моря. Их здесь насчитывается не менее тысячи. Активные формы обычно приурочены к высотному интервалу 2000–2500 м. Наиболее крупные из них достигают в длину 4 км, а в ширину 500 м. Высота фронтального уступа активных каменных глетчеров может составлять 50–60 м, а крутизна откоса – до 35° (Ивановский, 1981).

В отношении генезиса каменных глетчеров Алтая существует два противоречивых суждения. Так, Л.Н. Ивановский (1981) считает, что к каменным глетчерам следует относить только те из них, которые изначально возникли при погребении ледника под обломками горных пород. Он выделяет четыре этапа формирования каменного глетчера. Автор допускает, что значительная роль на четвертом этапе развития принадлежит осыпям, обвалам, оползням и снежным лавинам. Одновременно возможно полное вытаивание погребенного льда и при последующем похолодании, формирование в теле каменного глетчера инфильтрационного льда. Л.Н. Ивановский считает, что те формы, которые образова-

лись без участия ледника, необходимо относить к каменным потокам. Примерно таких же взглядов придерживается Н.Н. Михайлов с соавторами (Михайлов и др., 2005 а; 2005 б; 2007). В своей публикации В.В. Заморуев (1963) не противопоставляет каменные глетчеры каменным потокам, как это делает абсолютное большинство исследователей этих специфических образований в ближнем и дальнем зарубежье. Свои аргументы на этот счет он убедительно обосновывает в своей другой публикации (Заморуев, 1981).

Авторы настоящей публикации полностью разделяют взгляды В.В. Заморуева. Термины «каменный поток», «мерзлотные каменные образования» или «гляциально-мерзлотные каменные образования» не дают представления о форме каменного глетчера, которая напоминает горный ледник. Именно поэтому американские геологи и стали называть такие образования каменными глетчерами. Они имели в виду форму, а не их генезис. Каменный поток – это плоское или даже вогнутое образование. Упомянутые термины во многих случаях могут быть отнесены к курумам, малольдистым неподвижным осыпям и каменным развалам, что дезориентирует читателя.

И еще. Осыпные или присклоновые, то есть неледниковые каменные глетчеры, – термины, которые широко используются почти во всех публикациях на многих языках мира. Они стали общепринятыми и традиционными. Их замена другими терминами внесет сумятицу в научное направление, призванное изучать каменные глетчеры. Заметим, что в ряде случаев успешно используются термины, которые далеко не в полной мере отражают те или иные природные процессы. Например, «выветривание» или «weathering». Первое восходит к слову ветер, второе – к погоде. Однако в них ныне вкладывается иной смысл, и они достаточно понимаемы всеми исследователями.

Таким образом, горы Южной Сибири следует относить к регионам широкого распространения каменных глетчеров. Но в горных хребтах Забайкалья и Прибайкалья они нуждаются в более детальном изучении, особенно это касается их древних разновидностей. Слабо исследованы каменные глетчеры Саян. Они рассмотрены только в давней публикации М.Г. Гросвальда (Гросвальд, 1959).

Изучение каменных глетчеров Алтая в последние годы заметно активизировалось. В настоящее время составляется карта распространения каменных глетчеров на Алтае (устное сообщение О.В. Останина). Есть надежда, что в ближайшее время появится их полное описание в пределах Русского и Казахстанского Алтая.

2.1.4. Восточная, Центральная и Южная Азия

Горы Японии

На острове Хонсю распространены, главным образом, древние каменные глетчеры. Их насчитывается около 40. Они приурочены к высотному интервалу 2300–3000 м (Ishikawa et al., 2003). Отмечены единичные неактивные каменные глетчеры, которые утратили подвижность в историческое время (рис. 7). Они встречаются выше 2700 м (Matsuoka, Ikeda, 1998). В районе горы Яригатаке (3190 м,



Рис. 7. Неактивный каменный глетчер в горах острова Хонсю, Япония (Matsuoka, Ikeda, 1998).

36°20' с. ш. и 137°40' в. д.) определен возраст каменных глетчеров по толщине корочки выветривания на камнях. Он варьирует в пределах 10 000–15 000 лет (Аоюта, 2001; 2003). Особенно примечательным в отношении каменных глетчеров и предосыпных валов (protalus ramparts) является древний ледниковый цирк Кураносуке (36°35' с. ш. и 137°37' в. д.). Он открыт на северо-северо-восток. Его днище и прилегающие склоны располагаются, в основном, на абсолютных высотах 2700–2800 м. В цирке находятся древний и неактивный каменные глетчеры, предосыпной вал и многолетний снежник (Iijima, Fukui, 2003). Снежник перекрывает остаточный массив древнего ледника. Мощность последнего составляет 30 м, возраст – 1000–1700 лет (Yoshida et al., 1990). Предосыпной вал скован вечной мерзлотой, кровля которой вскрывается на глубине 1,5 м. Многолетнее промерзание крупнообломочных отложений каменных глетчеров и вала определило сохранность массива глетчерного льда.

В горах Хоккайдо каменные глетчеры упомянуты только в одной публикации (Sone, 1992). Но в беседе с Т. Соне выяснилось, что эти образования представляют собой скорее лопастные курумы, а не каменные глетчеры.

Монгольский Алтай и Хангай

Сведения о каменных глетчерах гор Монголии скудны. О каменном глетчере у подножия вершины Табын-Богдо-Ула имеется только устное сообщение Р. Ломборинчена, 1990 г.

Недавно появилась публикация о каменных глетчерах массива Тургэн-Ула (3965 м, 49°30' с. ш. и 91°30' в. д.). Авторы сообщения (Lehmkuhl, Stauch, 2003) относят этот массив к Монгольскому Алтаю, хотя орографически он больше тяготеет к Восточному Алтаю. На относительно небольшой горной территории (50×25 км) выявлено 107 каменных глетчеров. Они располагаются в интервале 2300–3400 м абсолютных высот. Современное оледенение в этих горах незначительно. Большая часть каменных глетчеров, видимо, осыпного генезиса. Сведения о каменных глетчерах основной части Монгольского, а также и Гобийского Алтая отсутствуют.

В Хангае, в окрестности Отгон-Тэнгэр, в долине р. Рашантын-Гол обнаружен активный каменный глетчер, частично перекрывающий древнюю форму. Первый расположен на высоте около 2500 м. Его длина – несколько сот метров, высота фронтального уступа – порядка 10 м, крутизна откоса – 31° (устное сообщение Р. Ломборинчена, 1990 г.).

Тайбайшань

Каменные глетчеры отмечены в этом небольшом и невысоком (до 3767 м) горном массиве, в котором распространена вечная мерзлота, в 110 км к юго-западу от города Сиань (Map of snow, ice and frozen ground in China ..., 1988).

Гунгашань (Гонгашань)

Этот горный массив относится к системе Сычуаньских (Сино-Тибетских) гор. Каменные глетчеры размещаются в интервале высот 4200–4800 м (Li Shude, Yao Heqin, 1987). Они разделены на долинные, висячих долин, подножий и полупокровные. Первые два типа – ледникового происхождения. Вторые два – неледникового генезиса, хотя в них не исключены разобщенные массивы погребенных льдов. Самый крупный каменный глетчер – долинный – достигает в длину 3 км, в ширину – 300 м. Высота его фронтального уступа – 50 м.

Наньшань

По северо-восточному склону хребта Талай-Наньшань в долину р. Бэйдахэ каменные глетчеры спускаются до высоты 2900 м (Долгушин, 1959). Но, судя по описанию, это, скорее, их древние разновидности. Информация о каменных глетчерах этих гор скудна. Принимая во внимание необычно низкие температуры ледников и умеренное количество атмосферных осадков, в Наньшане существуют весьма благоприятные условия для формирования активных каменных глетчеров. Краткая устная информация Л.Д. Долгушина подтверждает такое предположение.

Куньлунь

Каменные глетчеры детально изучены в западной части хребта. Они распространены на абсолютных высотах 4610–5050 м (Cui Zhijiu, 1983). Всего выявлено 18 каменных глетчеров, но рассматриваются только 16. Автор публикации относит их к особому “куньлуньскому” типу. Питание каменных глетчеров осуществ-

ляется за счет каменной россыпи, которая покрывает куполообразную вершину. От нее расходятся на восточный, северо-восточный и северный склоны языки каменных глетчеров. Они отличаются друг от друга своей морфологией и активностью. У 15-ти каменных глетчеров длина заметно превосходит ширину, а у одного (№ 16) при длине 180 м ширина составляет 204 м. Самый крупный каменный глетчер № 5 протягивается на 438 м при ширине 120 м. Отличаются они высотой и крутизной фронтального уступа и откоса. Наибольшая высота – 40 м, крутизна фронтального откоса варьирует от 8 до 24°. Только у каменного глетчера № 4 она достигает 35–40°. Скорость движения каменных глетчеров чрезвычайно мала: от 0,225 до 0,360 см/год. И только один из них (№ 4) продвигается на 2–3 см в год (Ciu Zhijiu, 1985). Приведенные данные свидетельствуют, что все каменные глетчеры, кроме № 4, находятся в неактивном состоянии или близки к нему.

Каменная россыпь куполообразной вершины, питающая каменные глетчеры, образовалась не за счет выветривания скальной основы, это не элювий. Сверху она сложена среднеплейстоценовой мореной, которая подстилается плиоценовым пролювием. Криогенные процессы привели к вымораживанию крупных обломков к поверхности. Они сосредоточены, в основном, в пределах сезонно-талого слоя, мощность которого около 1,5–2 м. Именно этот слой за счет криогенного крипа наиболее мобильный. Отмечено заметное вертикальное и горизонтальное перемещение обломков при периодическом замерзании надмерзлотных вод. Выявлена высокая льдистость вечной мерзлоты в теле одного из каменных глетчеров. На глубине 25 м она составляет 29%, на глубине 39 м – 57%, а температура на этой же глубине оказалась равной –2°C. Погребенный глетчерный лед не обнаружен, преобладает лед–цемент.

Видимо, механизм движения куньлуньских каменных глетчеров, в основном, определяется криогенной десерпцией, а не консолидированным движением всего его мерзлого тела. С этим и связано отсутствие на поверхности каменных глетчеров дугообразных гряд и ложбин – индикаторов движения всей его массы.

Таким образом, рассмотренный тип каменного глетчера – специфическое образование, включающее элементы курумов. Возможно, что эта одна из разновидностей курумоглетчеров. Для познания их природы необходимы обстоятельные дальнейшие исследования.

Судя по некоторым данным, каменные глетчеры обычного типа широко распространены во многих частях Куньлуня. Так, на фотографии Б. Франку (B. Francou), которая была сделана в 1988 г. с борта самолета в Западном Куньлуне, запечатлены активные каменные глетчеры в долине реки Каракаш (рис.8).

Гиндукуш

Сведения о каменных глетчерах касаются окрестностей перевала Саланг (80 км к северу от Кабула) и западной части хребта Ходжа-Мухаммед. В первом районе выявлено всего 206 каменных глетчеров; 166 из них находятся в активном состоянии (Rathjens, 1978). Они приурочены к диапазону абсолютных высот 3300–4500 м. Во втором – их около 90. Они размещены в интервале высот 3300–5000 м



Рис. 8. Каменные глетчеры в долине Каракаш, Куньлунь. Фото В. Francou.

(Grötzbach, Rathjens, 1969). Здесь же обнаружен и самый длинный (около 7 км) и самый крупный по площади (12 км²) каменный глетчер. Не исключено, что в горах Центральной Азии он самый значительный.

Всего в Гиндукуше может быть предположительно около 2000 каменных глетчеров.

Каракорум

Наиболее крупные приледниковые каменные глетчеры распространены между перевалами Хунжераб (4890 м) и Шингашал (4779 м). Они достигают в длину 2 км и в ширину 300 м (Owen, England, 1998). В этих же местах Каракорума широко распространены присклоновые каменные глетчеры, для которых весьма характерны дугообразные гряды и ложбины на поверхности – свидетельства их высокой активности. Каменные глетчеры размещаются выше 3650 м (рис.9).

Гималаи

Каменные глетчеры ледникового генезиса исследовались в Западных и Центральных Гималаях. На крайнем северо-западе они отмечены на восточном склоне Нангапарбата (8125 м) в интервале абсолютных высот 4500–4800 м (Owen, England, 1998).

В Западных Гималаях, примерно в 40 км к востоку от города Сринагара, на высотах 4055–4390 м отмечен каменный глетчер, достигающий в длину 1 км. Он отличается значительной активностью, о чем свидетельствует его высокий



Рис. 9. Каменный глетчер в Каракоруме, Пакистан (Owen, England, 1998).

(40 м) фронтальный уступ с необыкновенно крутым откосом порядка 44° . За период с 1940 г. по 1980 г. крутизна его заметно возросла (Mayewski et al., 1981).

Высотное положение присклоновых каменных глетчеров, спускающихся до 3650–3800 м, зафиксировано в тех же Западных Гималаях, в бассейнах рек Бхага, Миланг и Чандра. Этот участок гор расположен между 32 и 33° с. ш. (Owen, England, 1998). На активность каменных глетчеров указывают четкие дугообразные поперечные гряды и ложбины на их поверхностях, высокие (до 60 м) и чрезвычайно крутые (до 60°) фронтальные уступы и откосы.

В Западных Гималаях, в Ладакском и Заскарском хребтах, изучались активные каменные глетчеры ледникового и осыпного генезиса (Mitchell, Taylor, 2001). Они располагаются между 3920–5250 м. Самый крупный простирается на 2,1 км. Подпруживание реки каменным глетчером привело к образованию озера.

В Центральных Гималаях в бассейне реки Бхагиратхи, под 31° с. ш., ледниковые и присклоновые каменные глетчеры распространены выше 4000 м (Owen, England, 1998). Южнее, под 28° с. ш., их впервые упомянул С. Ивата (Iwata, 1976), отметив, что они расположены у ледника Кхумбу (близ Эвереста). Активные каменные глетчеры были отображены на специальной карте (Glacier Inventory..., 1978). В бассейнах рек Дудх Коси и Хонгу Дрангка отмечено 14 небольших присклоновых каменных глетчеров. Самый крупный достигает в длину 1 км при ширине 0,4 км, имея площадь $0,38 \text{ км}^2$. Суммарная площадь каменных глетчеров составляет приблизительно $1,28 \text{ км}^2$. Все они распространены выше 4900 м.

В долине р. Лангтанг, к северу от Катманду (28° с. ш. и 85° в. д.), отмечены неактивные каменные глетчеры в интервале абсолютных высот 4600–5000 м (Watanabe et al., 1989). Возможно, они просто слабо активны. Последующие ис-

следования каменных глетчеров в районе ледника Кхумбу показали, что активные их формы распространены здесь в диапазоне высот 4950–5400 м, то есть в пределах подпояса прерывистой вечной мерзлоты (Jakob, 1992; Barsch, Jakob, 1993).

Самый восточный и самый южный в Гималаях район исследований каменных глетчеров расположен вблизи Канченджанги ($27^{\circ}42'$ с. ш. и $88^{\circ}09'$ в. д.). Вечная мерзлота на склонах северной экспозиции распространена выше 4800 м, на склонах южной и восточной – выше 5300 м (Ishikawa et al., 2001). Приледниковые каменные глетчеры спускаются до высотных отметок 4250 м, присклоновые их разновидности по северным склонам распространяются до 4800 м, а по южным – до 5300 м. Столь низкое положение одного из них предопределено большим объемом погребенного в нем глетчерного льда. Всего в долине реки Чунза, питаемой ледниками Канченджанги, насчитывается 20 каменных глетчеров. Высота фронтальных уступов достигает 50 м, а крутизна их откосов – обычно $30\text{--}40^{\circ}$, иногда и 50° , что свидетельствует об их высокой активности.

Сравнительные характеристики каменных глетчеров по пяти регионам Гималаев в Непале приведены в статье Д. Регми (Regmi, 2008). В самом восточном из них, в районе Канченджанги ($27^{\circ}45'$ с. ш. и $88^{\circ}05'$ в. д.), они изучались на площади 260 км^2 . Здесь выявлено 22 каменных глетчера, расположенных в интервале абсолютных высот 4800–5640 м. Среди них – 8 ледниковых (приледниковых) и 14 осыпного генезиса, то есть присклоновых или перигляциальных, как их именует автор статьи. Площадь последних варьирует в пределах $0,03\text{--}0,19\text{ км}^2$, а средняя площадь всех каменных глетчеров этого региона составляет $0,11\text{ км}^2$.

Второй район ($27^{\circ}55'$ с. ш. и $86^{\circ}50'$ в. д.) расположен близ Эвереста. Здесь на площади 345 км^2 выявлено 58 каменных глетчеров – 4 приледниковых и 54 присклоновых. Они размещаются в диапазоне высот 4440–5400 м. Средняя площадь их около $0,09\text{ км}^2$.

Третий район ($28^{\circ}10'$ с. ш. и $85^{\circ}35'$ в. д.) находится в долине реки Лангтанг на площади 396 км^2 в интервале высот 4600–4920 м, где выявлено всего 13 каменных глетчеров. Все они присклоновые. Средняя их площадь – $0,07\text{ км}^2$.

Четвертый район ($29^{\circ}10'$ с. ш. и $84^{\circ}00'$ в. д.) расположен близ Аннапурны. Здесь, на площади 360 км^2 , находятся 18 присклоновых каменных глетчеров. Приледниковые отсутствуют. Размещаются они между 4450 и 5120 м абсолютной высоты. Средняя их площадь – $0,07\text{ км}^2$.

Последний район ($29^{\circ}25'$ с. ш. и $82^{\circ}20'$ в. д.) расположен на северо-западе Непала. Его площадь 293 км^2 . Здесь в диапазоне высот 4200–4800 м выявлено 29 присклоновых каменных глетчеров. Приледниковые их разновидности не обнаружены. Средняя их площадь – $0,04\text{ км}^2$.

Д. Регми (2008) пришел к заключению, что с уменьшением количества атмосферных осадков ухудшаются условия для развития приледниковых каменных глетчеров и улучшаются для присклоновых. В этом же направлении, то есть с востока на запад, сокращается средняя площадь присклоновых каменных глетчеров. Он отметил, что формированию присклоновых каменных глетчеров благоприятствуют склоны южных экспозиций, которые менее снежны.

Таким образом, в Непале на площади 1654 км² выявлено 140 активных каменных глетчеров.

Джунгарский Алатау

Джунгарские горы расположены между 44–46° с. ш. и 78–82°15' в. д. С юго-запада на северо-восток они протягиваются на 360 км. Их максимальная ширина порядка 160 км. Одни исследователи относят Джунгарский Алатау к Тянь-Шаню, другие рассматривают его в качестве самостоятельной горной системы. Большая часть гор находится в Казахстане, меньшая – в Китае, где к ним примыкает хребет Борохоро. Последний соединяет Джунгарский Алатау с Восточным Тянь-Шанем. До сих пор нет ответа на вопрос: где стыкуется Джунгарский Алатау с Борохоро? На одних картах Борохоро начинается от границы Казахстана с Китаем, на других этот предел несколько сдвинут к востоку. По логике его следует совместить с перевалом Талкидаван. Он находится на меридиане 81° в. д. и проходит, примерно, через середину оз. Сайрамнур.

Горная система Джунгарского Алатау состоит из двух субширотных хребтов – Северного Центрального и Южного Центрального. Они осложнены многочисленными отрогами. Южный макросклон Северного хребта на протяжении 190 км находится на территории Китая, а Южный продолжается в Китай в виде хребта Беджинтау с отрогом. Он протягивается на 55 км до перевала Талкидаван. Северный Центральный соединяется с Южным хребтом перемычкой Конгор-Обо. Высочайшая вершина Джунгарского Алатау находится в Северном хребте и поднимается до отметки 4622 м. Как правило, на топографических картах она безымянна. На китайских картах вершина именуется Бесбакан, на географических картах времен СССР ее иногда называли неофициально пиком Семёнова-Тян-Шанского.

Площадь современного оледенения всего Джунгарского Алатау (китайской и казахстанской его частей) на сегодняшний день составляет около 700 км², а количество ледников – порядка 1150 (устное сообщение Е.Н. Вилесова).

Высотная граница пояса вечной мерзлоты в Джунгарском Алатау примерно совпадает с изогипсой 2500 м, то есть она находится на 200 м ниже, чем в Северном Тянь-Шане.

Активные каменные глетчеры распространены в диапазоне высот 2300–3500 м. Наиболее крупные из них достигают в длину 2 км. Древние каменные глетчеры прослежены до 2100 м абсолютной высоты.

В северных и внутренних районах Джунгарского Алатау сосредоточена основная масса каменных глетчеров. Всего же их в этих горах не менее 900.

Первые наблюдения за движением активного каменного глетчера «Низкоморенного» здесь были начаты в пятидесятых годах прошлого столетия (Пальгов, 1957). Каменный глетчер находится в долине р. Кора, бассейн Лепсы, северный макросклон Джунгарского Алатау. Долина обращена на северо-запад. Длина каменного глетчера около 2 км, средняя ширина 0,35 км. Крутизна фронтального уступа 40–45°. Размещается он на абсолютных высотах между 2600 м и 3200 м.

Результаты неоднократных экспедиционных работ на нем за 34 года обстоятельно проанализированы П.А. Черкасовым (1989). Он считал, что каменный глетчер ледникового происхождения, но предполагал, что в его теле уже отсутствуют погребенные льды. По мнению П.А. Черкасова, каменный глетчер сформировался из морены, относящейся к стадии эггесен (2–2,5 тысяч лет назад). Он перекрывает морену стадии даун (4 тыс. лет назад). Однако в публикации отсутствует какое-либо датирование этих морен. Их стадийная принадлежность определялась геоморфологическими методами.

На поверхности каменного глетчера присутствуют дугообразные поперечные валы и ложбины, столь характерные для таких перигляциальных образований. Каменный глетчер продольно разделен на три основные струи или ствола. Для каждой из них свои скорости движения. П.А. Черкасов провел скрупулезные измерения этих скоростей и других динамических характеристик объекта исследований. Они показали, что движение каменного глетчера носит пульсационный характер. Скорость на его поверхности менялась от места к месту и во времени от 17 до 35 см/год. Общее понижение поверхности каменного глетчера за означенный период составило 72 см. Каменный глетчер спускается в русло р. Кора, которая активно подмывает фронтальный откос, ограничивая его продвижение по долине.

Необходимо заключить, что изучение динамики каменного глетчера, выполненное П.А. Черкасовым, исключительное. До сих пор в Центральной Азии столь обстоятельные исследования такого рода не повторены.

В Джунгарском Алатау отмечено уникальное явление – трансформация одного из каменных глетчеров в своеобразный оползень. Он находится в долине Узынбулака (44°50' с. ш. и 79°45' в. д.) – левого притока реки Казан (бассейн Коксу). В верховье этой долины есть три ледника. Самый крупный из них протягивается на 1,8 км.

Каменный глетчер примыкает к конечным моренам ледников на абсолютной высоте около 3000 м. Предполагается, что он ледникового генезиса.

Вся система этого каменного глетчера состоит из трех основных частей. Верхняя часть перекрыта грандиозным обвалом. Линейная протяженность ее порядка 1 км. Площадь около 0,5 км². Толщина и объем обвала 50–60 м и 31 млн. м³ соответственно. Средняя часть представлена лотком. Его протяженность около 800 м. Он располагается в диапазоне абсолютных высот 2350–2600 м. Глубина лотка до 70 м. Ширина его местами достигает 100 м. Он вложен в отложения древней морены. По краям лотка протягиваются задернованные боковые валы. Их ширина 3–7 м, высота 2–3 м. Вдоль лотка на его изгибах отмечены заплески обломочного материала. Нижняя часть системы – зона аккумуляции. Она представляет собой перемещенное и деформированное тело первичного каменного глетчера. Расположено оно между 2100 и 2650 м абсолютной высоты. Его протяженность около 850 м, а ширина порядка 100 м и несколько более. Тело выпукло в поперечном разрезе, а с боков ограничено уступами высотой от 10 до 20 м. Его толщина в верхней части составляет около 10, в нижней – 20 м. На поверхности

отмечены дугообразные валы и ложбины, столь характерные для каменных глетчеров. Каменный глетчер задернован, местами здесь произрастают крупные экземпляры ели Шренка, возраст которых достигает 300 лет. Кое-где встречаются крупные полусгнившие пни елей и поваленные деревья. Все это позволяет предположить, что обвал, видимо, сейсмогенного происхождения, имел место, по крайней мере, не менее 500–600 лет тому назад.

Механизм перемещения рассматриваемого каменного глетчера предположительно таков. Во время сильного землетрясения с левого борта долины Узынбула обрушился крупный обвал на активный каменный глетчер. Мощный удар вызвал мгновенное перемещение каменного глетчера. Он действовал как своеобразный природный бульдозер, образовав при движении лоток. Боковые его части вследствие разогрева от трения трансформировались в селевые потоки, которые и образовали упомянутые заплески и боковые валы. Описанное явление – уникально. Больше нигде в горах мира аналогичного образования не зафиксировано.

Каменные глетчеры в Джунгарском Алатау иногда подпруживают реки, что ведет к образованию озер. Одно из них отмечено в верховье Малого Баскана на абсолютной высоте 2743 м. Оно возникло за счет сползания с левого борта долины активного каменного глетчера в русло реки (рис.10).



Рис. 10. Активный каменный глетчер и образованное им озеро в Джунгарском Алатау. Фото А. Горбунова.

Тянь-Шань

Эту горную страну принято делить на Северный, Внутренний, Центральный, Западный и Восточный Тянь-Шань. Существуют и другие схемы такого разделения. В Северный Тянь-Шань включены Заилийский и Кунгей Алатау, Кетмень и Киргизский хребет. Регион располагается между $43^{\circ}25' - 42^{\circ}50'$ с. ш. и $72^{\circ} - 82^{\circ}$ в. д. Во Внутренний Тянь-Шань входит пространство между Иссык-Кульской и Таримской впадинами. С запада оно ограничено Ферганским хребтом, а с востока – долиной реки Сарыжаз. Центральный Тянь-Шань включает наиболее высокую часть горной страны, расположенную между $42^{\circ}20' - 41^{\circ}50'$ с. ш. и $79^{\circ} - 81^{\circ}$ в. д. Здесь находятся высочайшие вершины Тянь-Шаня – пик Победы (7439 м) и Хантенгри (6995 м). К Западному Тянь-Шаню отнесены хребты: Ферганский, Таласский Алатау, Пскемский, Чаткальский, Кураминский, Сандалашский и другие, менее значительные по высоте и протяженности. Хребты, где возможно формирование каменных глетчеров, размещаются между $40^{\circ}10' - 42^{\circ}10'$ с. ш. и $70^{\circ} - 75^{\circ}30'$ в. д. Восточный Тянь-Шань охватывает китайскую часть этой горной страны. На востоке обособленными его продолжениями являются горные массивы Богдошань и Карлыктаг. Он простирается с юга на север от $41^{\circ}50'$ до $44^{\circ}10'$ с. ш., а с запада на восток от 81° до 95° в. д.

Первые сведения о каменных глетчерах Тянь-Шаня, да и всей Центральной Азии, сообщил в 1902 г. М. Фридрихсен – участник экспедиции В.В. Сапожникова. В бассейне Сарыжаза, в Теректинском хребте (Внутренний Тянь-Шань) исследователь обнаружил «обломочный ледник» (Schuttgletscher), погребенный, как он считал, под сейсмическим обвалом (Friderichsen, 1904). Судя по фотографии, это классический каменный глетчер.

Первые специальные исследования каменных глетчеров в Тянь-Шане были осуществлены С.С. Шульцем (1947) и М.И. Ивероновой (1950). С.С. Шульц именовал их гравитационными формами рельефа, а М.И. Ивероновой они впервые в горах Центральной Азии были названы каменными глетчерами.

Подробная история их изучения в регионе рассмотрена в монографии А.П. Горбунова и С.Н. Титкова (1989).

Северный Тянь-Шань. Многолетние и систематические исследования каменных глетчеров проводятся в Заилийском Алатау с конца 1970-х годов. Здесь впервые в горах Азии была осуществлена инвентаризация каменных глетчеров (Горбунов, 1979). Всего удалось выявить 504 таких образований. Среди них выделено 429 активных, 75 неактивных и древних. По местоположению и генезису активные формы были разделены на присклоновые (257) и приледниковые (172). В Заилийском Алатау явно преобладают присклоновые каменные глетчеры. Активные каменные глетчеры размещаются в интервале абсолютных высот 3330–3540 м (рис.11). Суммарная площадь каменных глетчеров Заилийского Алатау, включая и древние, составляет около 65 км². Общий объем активных каменных глетчеров предварительно оценивается в 1,8 км³, а заключенного в них льда – в 0,7 км³ (Горбунов, 1979).

Объем льда в активных каменных глетчерах части Заилийского и Кунгей Алатау (бассейны Большой и Малой Алматинки, Левого Талгара, Тургени, Чо-



Рис. 11. Активный каменный глетчер в Северном Тянь-Шане. Фото С. Марченко.

наксу и верховий Чонкемина) недавно определен в $0,214 \text{ км}^3$, а суммарный объем ледников в этом же регионе – в $6,67 \text{ км}^3$ (Bolch, Marchenko, 2009).

Редкий случай для познания внутреннего строения активного каменного глетчера представился на Талгарском перевале в Заилийском Алатау. Небольшой селевой поток подрезал фронтальный уступ каменного глетчера ледника Богдановича. В основании его лежат малолдыстые селевые или флювиогляциальные отложения. Их видимая мощность более 4 м. Выше залегает льдистая толща каменного глетчера. Возникшее обнажение высотой около 50 м вскрыло всю толщу каменного глетчера. Она состоит из мерзлого песчано-щебнистого материала, включающего линзы суглинка и гранитные глыбы. Самые крупные из них достигают 5 м в поперечнике. Преобладает порфировидная криогенная текстура. Вечномерзлая толща каменного глетчера, мощностью в 40 м, перекрыта пятиметровым слоем ледникового льда. Он «замусорен» щебнем и песчано-глинистыми включениями. Во льду четко различимы кристаллы. Самые крупные из них достигают 5 см в поперечнике. Выше находится сезонноталый каменистый горизонт, мощность которого составляет около 2 м. Предполагается, что в стадию фернау, то есть в «малый ледниковый период», узкий язык ледника продвинулся по поверхности каменного глетчера до фронтального уступа. Произошло погребение каменного глетчера. Затем вытаивание из льда каменных обломков привело к их концентрации на леднике, произошло его частичное бронирование. Каменистый покров замедлил таяние ледника. Поверхность ледника бук-

важно «изъедена» термокарстовыми просадками. Поэтому на аэрофотоснимках рисуется картина погребенного ледника, а не каменного глетчера, что во многом не соответствует действительности.

Приведенное описание наглядно показывает, как важно знать строение каменного глетчера на всю его мощность. Неглубокий же врез, скажем, на 7 м вскрыл бы только ледниковый массив. Создалось бы ошибочное впечатление, что здесь находится только погребенный ледник, а каменный глетчер отсутствует.

Несомненный интерес представляет и другое естественное обнажение на фронтальном уступе активного каменного глетчера (Горбунов, 1979). Он расположен на абсолютной высоте 3200 м в верховье Малой Алматинки (Заилийский Алатау). Его длина несколько более 500 м. На него надвинута морена ледника Туюксу. Она сформировалась в «малый ледниковый период». Обнажение вскрывает всю толщу каменного глетчера, которая составляет 20 м. Кровля вечной мерзлоты залегает на глубине 3 м. Обнажение демонстрирует вечномерзлые щебнисто-дресвяные отложения, включающие редкие более крупные каменные обломки. Для мерзлой толщи характерно преобладание порфировидной криогенной текстуры. Встречаются линзы сегрегационного льда мощностью до 4 см и протяженностью до 20 см. Суммарная льдистость отложений порядка 50%. Особенностью этой толщи являются ледяные клинья. Обследование одного из них показало, что он имеет субвертикальную слоистость. Его ширина у кровли вечной мерзлоты – 1,2 м, а простирается он вглубь мерзлой толщи на 8 м. В верхнюю часть клина внедряются на глубины 20–40 см небольшие грунтовые клинья, содержащие мерзлый песчано-гравийный материал. Их ширина варьирует от 1 до 15 см. Ледяной клин сформировался в трещине, которая является следствием динамического разрыва каменного глетчера. Не исключен и сейсмический фактор.

Другое обнажение каменного глетчера в Заилийском Алатау возникло при действии гляциального селя в верховье Кумбельсу, правого притока р. Озерной, бассейн Большой Алматинки. Обнажение находится на абсолютной высоте 3300 м. Оно вскрывает мерзлую толщу до глубины 35 м. Погребенные льды и здесь отсутствуют (Горбунов, 1979).

Необычные исследования были проведены С.Н. Титковым на каменном глетчере ледника Городецкого в Заилийском Алатау (Горбунов, Титков, 1989). Он выявил некоторые закономерности в распределении обломочного материала на его поверхности. Оказалось, что от верховий каменного глетчера и до фронтального уступа наблюдается направленное увеличение средневзвешенного размера каменных обломков. Связано это с вымораживанием крупных камней из сезонноталого слоя к поверхности. Он же установил, что глубина сезонного оттаивания в нижней части каменного глетчера составляет 3,5–4, а в верхней – 1,5–2 м. Вдоль продольных ложбин, которые иногда протягиваются на многие десятки и даже сотни метров, являясь каналами стока талых вод, глубина сезонного оттаивания может быть в 1,5–2 раза больше по сравнению со средней величиной для данного участка каменного глетчера. Кроме того, С.Н. Титков описал строение сезонноталого слоя этого каменного глетчера.

Изучение каменных глетчеров Заилийского Алатау позволило в первом приближении определить их возраст. Начали формироваться неактивные образования такого рода примерно 3000, активные – около 1500 лет тому назад. Наиболее благоприятные условия для их развития, по нашему мнению, имели место в регрессивные фазы горного оледенения (Горбунов, Титков, 1989).

Изучение каменных глетчеров Заилийского Алатау продолжается и в наши дни. Недавно немецкие исследователи впервые на крупномасштабной геоморфологической карте (1:25 000) показали распространение активных, неактивных и древних каменных глетчеров в долине реки Проходной (43° с. ш. и 76°54' в. д.) Алатау (Fest, Schröder, 2008).

В Кунгей Алатау была осуществлена инвентаризация каменных глетчеров (Титков, Северский 1987). Здесь насчитывается 422 активных каменных глетчера. На долю присклоновых приходится 273, приледниковых – 149. Активные их разновидности распространены на южном макросклоне в интервале абсолютных высот в среднем 3500–3600 м, неактивные – 3325–3455 м. На северном макросклоне они размещаются на высотах 3295–3465 м и 3245–3095 м, соответственно.

В западной части Кунгей Алатау отмечены покровные каменные глетчеры на древних поверхностях выравнивания (Титков, Северский 1987). Они несколько напоминают «куньлунский» тип.

Один из крупнейших каменных глетчеров Тянь-Шаня обнаружен в бассейне Иссык (Есик) в Заилийском Алатау (Горбунов, Северский, 2000). Такие образования Д. Барш (Barsch, 1996) предложил именовать комплексными каменными глетчерами. Комплекс состоит из четырех активных, двух неактивных и одного древнего каменных глетчеров. Его общая площадь около 2 км². Длина основного ствола активного каменного глетчера достигает 2,9 км. Здесь подножие фронтального откоса древнего каменного глетчера расположено необычно низко для Заилийского Алатау – на абсолютной высоте 2200 м.

В Киргизском Алатау каменные глетчеры рассматривались исследователями отдельно от забронированных (погребенных) ледников. Но, судя по описанию, они сколько-нибудь заметно не отличаются друг от друга. На это указывают и сами авторы публикации (Максимов, Осмонов, 1995). Они отличаются по своему генезису. Но в наше время большая часть исследователей относит забронированные ледники к каменным глетчерам ледникового происхождения. Поэтому и мы склонны рассматривать погребенные ледники и каменные глетчеры в одной группе. Здесь их выявлено 214. В Киргизском Алатау, в бассейне реки Кегеты, находится самый длинный (5,2 км) каменный глетчер всего Тянь-Шаня (Максимов, Осмонов, 1995).

Не исключено, что в число каменных глетчеров попали не все неактивные и древние образования такого рода. Мы почти уверены, что авторы отнесли многие из них к древним моренам.

В Кетмене, относительно невысоком хребте, активные каменные глетчеры не обнаружены. Но, возможно, что кое-где здесь сохранились одиночные древние их разновидности.

Первые наблюдения за движением каменного глетчера ледника Городецкого в бассейне Большой Алматинки (Заилийский Алатау) были начаты еще в 1923 г. Н.Н. Пальговым, они продолжаются и в наши дни. Это самый длинный в мире период слежения за динамикой каменного глетчера. За 84 года фронтальный уступ его местами продвинулся на 72 м. Движение было неравномерным: оно то ускорялось до 110 см/год, то замедлялось до 18 см/год и несколько менее. Характер движения поверхности трех каменных глетчеров в бассейне Большой Алматинки детально изучался в течение нескольких лет (Gorbunov et al., 1992). Было выяснено, что обычно скорость продвижения фронтального уступа варьирует, как правило, от 20 до 100 см/год. Она заметно меняется по сезонам года и от года к году. Иногда наблюдаются необычно быстрые подвижки. Так скорость продвижения каменного глетчера Буркутты в Проходной долине бассейна Большой Алматинки в 1979–1984 гг. временами возрастала до 14 м/год (Gorbunov et al., 1992).

Заметим, что в Тянь-Шане, как и в Джунгарском Алатау и Гиссаро-Алае, изредка встречаются деформированные каменные глетчеры. У одних тело осложнено разрывами, у других – растяжкой их средних частей. Деформации определяются, главным образом, особенностями рельефа склонов или горных долин, морфологией самого каменного глетчера, его льдистостью, температурами и сейсмическими факторами.

В Северном Тянь-Шане отмечено несколько таких деформированных каменных глетчеров.

Первый находится в бассейне р. Каскелен (северный макросклон Заилийского Алатау), в долине ручья Кожай ($43^{\circ}00'$ с. ш. и $76^{\circ}25'$ в. д.). Общая его длина около 1 км. Он осыпного генезиса и разорван на три части. Самая нижняя часть – длиной 250 м – расположена в диапазоне абсолютных высот 2700–2900 м. Она почти утратила свою активность и частично заросла еловым лесом. Средняя часть, длина ее 625 м, расположена между 3000 и 3200 м. Верхняя, наиболее короткая часть (125 м), занимает пространство между 3300 и 3400 м абсолютной высоты. Средняя и верхняя части каменного глетчера характеризуются слабым проявлением активности. Ледники в верховье этой долины отсутствуют. Наибольшая ширина разрыва (не менее 200 м) отмечена между средней и нижней частями каменного глетчера. Между средней и верхней частями существует разрыв порядка 100 м. Образование упомянутых разрывов связано с резкими перегибами днища долины и, вероятно, невысокой льдистостью толщи каменного глетчера.

Второй деформированный каменный глетчер обнаружен в бассейне р. Иссык (Есик) на том же северном макросклоне Заилийского Алатау. Он располагается в долине безымянного правого притока Иссык ($43^{\circ}15'$ с. ш. и $77^{\circ}30'$ в. д.), в верховье которого находится ледник. Он осложнен косым сбросом, но его конец ниже линии сброса заметно не отделился от основного тела каменного глетчера. Причиной, вероятно, явилось какое-то относительно недавнее землетрясение.

Третий деформированный каменный глетчер обнаружен в долине Косбулака-2 – левого притока р. Таучилик в бассейне Чилика (южный макросклон Заилийского Алатау). В верховье долины находятся два ледника. Каменный глет-

чер ($43^{\circ}05'$ с. ш. и $77^{\circ}30'$ в. д.), видимо, имеет ледниковый генезис, так как при-
мыкает к конечной морене одного из ледников. Он разорван на две части. Длина
верхнего фрагмента порядка 625 м; он спускается до абсолютной высоты 3400 м.
Затем следует разрыв, ширина которого составляет около 250 м. Нижняя часть
каменного глетчера, длиной 375 м, простирается до изогипсы 3200 м. Она про-
должает движение, то есть остается активной. В данном случае причиной разде-
ления единого каменного глетчера, видимо, явилось сильное землетрясение. Здесь
они иногда достигают магнитуды 8–8,3 по шкале Рихтера.

Четвертый – каменный глетчер Каракорум расположен на северном макро-
склоне Кунгей Алатау, в бассейне Чонкемина – правого притока Чу. Он начи-
нается от конечной морены ледника на абсолютной высоте составляет 3490 м
($42^{\circ}50'$ с. ш. и $77^{\circ}00'$ в. д.). Длина каменного глетчера, по уточненным данным,
3,3 км. Он расположен в интервале абсолютных высот 2650–3400 м. В диапазо-
не абсолютных высот 2900–3200 м каменный глетчер растянут. На нем отсут-
ствуют обычные дугообразные валы и ложбины; они преобразуются в продоль-
ные валы и ложбины. Здесь же отмечены поперечные трещины на поверхности,
но разделения единого тела каменного глетчера на отдельные фрагменты не на-
блюдается. Выше и ниже зоны растяжения, длина которой составляет порядка
1,5 км, у него обычный облик. Крутизна поверхности верхней части каменного
глетчера 10 – 12° , в зоне растяжения она возрастает до 16 – 18° , ниже она умень-
шается до 8 – 10° . Одновременно каменный глетчер меняет свою ширину. В вер-
хней части она порядка 450, в зоне растяжения – 250, в нижней части – 500 м. В
такой же последовательности изменяется мощность каменного глетчера: 17, 8 и
20 м. Высота фронтального уступа каменного глетчера достигает 50 м. По дан-
ным С.Н. Титкова (Горбунов, Титков, 1989), максимальная скорость продвиже-
ния обломков на поверхности каменного глетчера в основной зоне растяжения за
период 1969–1977 гг. достигала 7,75 м/год, а за период 1977–1984 гг. – 2,57 м/год.
За ее пределами, в верхней части, она не превышала 2,28 м/год. Отмечено значи-
тельное уменьшение скоростей во второй период по сравнению с первым. Уста-
новлено, что Каракорум имеет осыпное происхождение (Барыков, 1991). Види-
мо, он обладает высокой льдистостью, поэтому не распался на отдельные фраг-
менты. Не исключено, что на динамику его оказало влияние катастрофическое
Кеминское землетрясение 1911 г. Глетчер находился в эпицентре, где интенсив-
ность землетрясения составляла 11 баллов по шкале MSK-64.

Еще одной достопримечательностью Каракорума является его сочетание с
конечной мореной раннеголоценового возраста, которую он на абсолютной вы-
соте около 2900 м прорывает и перекрывает. Не исключено, что она некоторое
время подпруживала каменный глетчер, препятствуя его продвижению. Это вело
к нарастанию напряжения в каменном глетчере, которое разрядилось при про-
рыве. Возможно, что в какой-то степени это способствовало его растяжению
(рис.12).

Привлекает внимание и другой деформированный каменный глетчер Кун-
гей Алатау, который находится на южном макросклоне хребта. Его координа-



Рис. 12. Активный осыпной каменный глетчер Каракорум в Северном Тянь-Шане. Фото В. Шатравина.

ты 42° с. ш. и $77^{\circ}30'$ в. д. Глетчер приурочен к долине левого притока Чон-Аксу (бассейн Иссык-Куля), располагаясь в интервале абсолютных высот 2900–3300 м. Его длина 2,9 км. Каменный глетчер интересен тем, что недавно перекрыл тропу, проходившую по левому берегу Чонаксу и спустился в русло этой реки. И еще он перекрыл неактивный каменный глетчер: часть его как бы «выглядывает» из-под активного. Этот фрагмент находится на абсолютных высотах 2945–3060 м. Следовательно, неактивный каменный глетчер был несколько короче активного. Интересно, что по данным М.И. Ивероновой (1950), активный каменный глетчер был неподвижен в 1947–1948 годах. Это подтверждает пульсационный характер движения каменных глетчеров.

В Северном Тянь-Шане в долине Чонкемина находится оз. Жасылколь. Оно возникло, когда два каменных глетчера, спустившись с противоположных бортов долины, представляющих собой склоны Заилийского и Кунгей Алатау, перегородили русло реки и образовали плотину этого высокогорного (3150 м) озера (рис. 13).

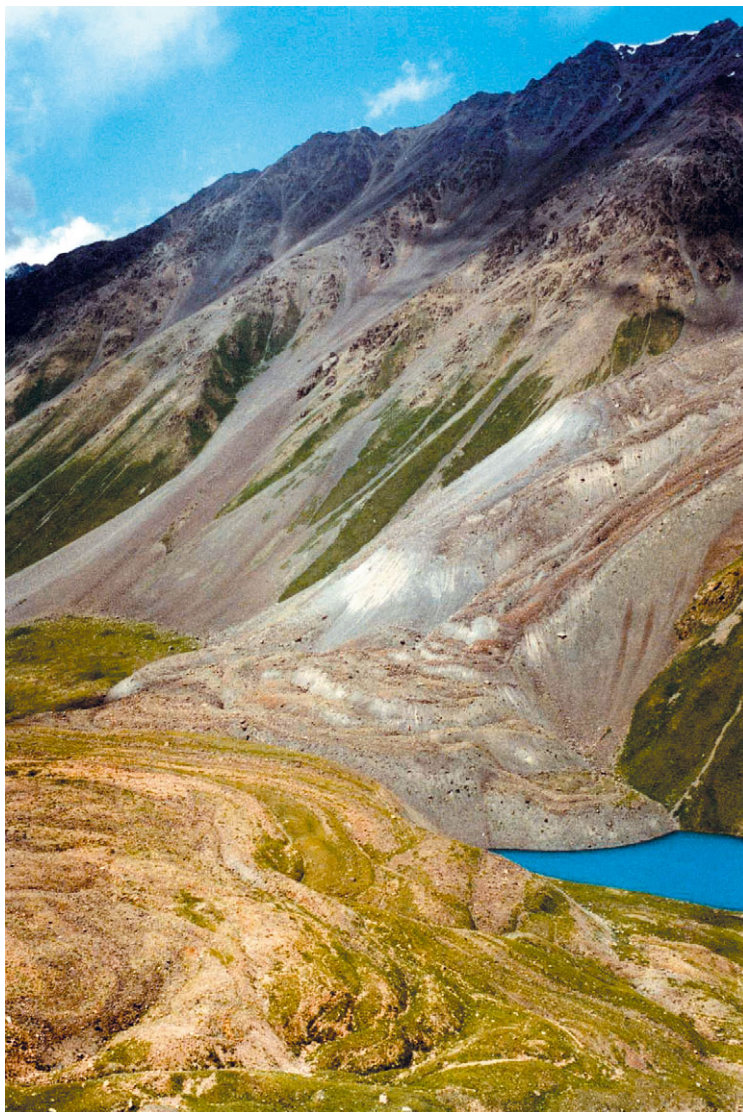


Рис. 13. Подпрудное озеро, образовавшееся при слиянии двух каменных глетчеров в верховьях р. Чонкемин, Северный Тянь-Шань. Фото С. Титкова.

В Заилийском Алатау впервые в Азии возраст активных каменных глетчеров предположительно оценен в 1500 лет, а неактивных – в 2500–3000 лет. Именно тогда наблюдалось значительное сокращение оледенения, и создавались наиболее благоприятные условия для формирования каменных глетчеров (Горбунов, 1979). Здесь следует внести одну важную поправку в отношении этого возраста. В некоторых недавних источниках (Михайлов и др., 2005 а; 2005 б) появилось

сообщение, что А.П. Горбунов оценивает возраст каменных глетчеров в Тянь-Шане в 2000–4000 и 4000–8000 лет. Такие сведения в его публикациях отсутствуют. Это очевидный нонсенс.

В Северном Тянь-Шане в 1980-х годах впервые в Азии проводилось изучение растительности на активных каменных глетчерах (Северский, 1989). Ее характер заметно отличается от соседних склонов и плакоров. Это определяется, в конечном счете, особенностями микрорельефа и сложения поверхности каменного глетчера. Иногда активные, да и неактивные каменные глетчеры, являются своеобразным рефугиумом для некоторых растений.

В Северном Тянь-Шане выявлено 1140 каменных глетчеров всех разновидностей.

Для сравнения горных районов по развитию каменных глетчеров в свое время был предложен количественный показатель – их удельная плотность (Горбунов, 1979).

Удельная плотность каменных глетчеров – отношение их суммарной площади (м^2) к площади территории (км^2) выше нижней границы распространения их активных разновидностей. Это определение следует несколько уточнить для последующего использования в высоких горных системах. Правильнее относить суммарную площадь каменных глетчеров к площади их распространения, так как в высоких горах есть еще и верхняя граница их распространения. В относительно низких, например, горах Дальнего Востока, эта верхняя граница практически совпадает со средней высотой гор. Поэтому первоначальное определение удельной плотности не нуждается в уточнении.

В Заилийском Алатау наибольшая удельная плотность активных каменных глетчеров отмечена в бассейне Иссыка ($41\,610\text{ м}^2/\text{км}^2$), наименьшая – в бассейне Чемолгана ($3\,380\text{ м}^2/\text{км}^2$). Среднее значение ее для всего Заилийского Алатау – $14\,560\text{ м}^2/\text{км}^2$.

Нужно иметь в виду, что число неактивных, и особенно древних каменных глетчеров, всегда занижается. Они обычно перекрываются активными каменными глетчерами или ледниками, а древние часто принимаются за стадиальные голоценовые морены. Поэтому аэрофотоснимки дают более или менее полное представление только об активных каменных глетчерах.

Внутренний и Центральный Тянь-Шань. Здесь проведена частичная инвентаризация каменных глетчеров.

В Терской Алатау и в ряде других менее известных хребтах Внутреннего Тянь-Шаня – в Борколдое ($41^\circ 20'$ с. ш. и $77^\circ 40'$ в. д.), Жетымбеле ($41^\circ 40'$ с. ш. и $77^\circ 40'$ в. д.), Жетыме ($41^\circ 35'$ с. ш. и $77^\circ 45'$ в. д.), Капкаташе ($41^\circ 40'$ с. ш. и $76^\circ 40'$ в. д.), Каражорго ($41^\circ 45'$ с. ш. и $76^\circ 20'$ в. д.), Каракамане ($41^\circ 45'$ с. ш. и $77^\circ 40'$ в. д.) и в северо-восточной части Молдотого ($41^\circ 30'$ с. ш. и $75^\circ 20'$ в. д.), по оценкам А.Г. Тараканова (1984; 1987; 1988; 1989), насчитывается не менее 1100 каменных глетчеров. Они размещаются в интервале абсолютных высот 2800–4500 м. Более половины приходится на их присклоновые разновидности.

На крайнем юго-западе Внутреннего Тянь-Шаня в относительно небольшом хребте Жамантоо (41° с. ш. и $74^{\circ}40'$ в. д.) по аэрофотоснимкам выявлено два десятка каменных глетчеров. Из них 10 присклоновых, столько же – приледниковых. Они занимают высотный интервал 3400–4150 м. Самый крупный достигает в длину 3,15 км.

В Акшийраке ($41^{\circ}50'$ с. ш. и $78^{\circ}20'$ в. д.), по данным С.Н. Титкова (1985), всего 60 каменных глетчеров, из них только 36 находятся в активном состоянии. Этот хребет чрезвычайно оледенелый. Так, суммарная площадь его ледников примерно равна таковой в Заилийском Алатау. На северо-западном, наиболее оледенелом макросклоне Акшийрака, каменные глетчеры отсутствуют. Все они сосредоточены на юго-восточном, менее оледенелом макросклоне (Титков, 1985). Следует отметить, что первые сведения о каменных глетчерах этого горного массива сообщил Л.Г. Бондарев (1963). Но он их рассматривал, как особую форму морен, хотя перечислял все характерные для каменных глетчеров формы рельефа.

В других местах Внутреннего Тянь-Шаня – в Какшаал-Тоо, в восточной части Атбашинского хребта, в Сусамыртоо, Нарынтоо, Сонкольтоо и многих других до сих пор каменные глетчеры остаются неизученными. А их здесь много сотен. Особенно их много (порядка 1000) должно быть в Какшаал-Тоо – самом длинном (580 км) хребте Тянь-Шаня.

И еще. В Китае расположен достаточно высокий хребет Майдантаг, который можно отнести к одному из отрогов Какшаал-Тоо. В нем определенно есть каменные глетчеры.

Особая разновидность каменных глетчеров обнаружена на Тарагайских сыр-тах, к югу от хребта Жетымбель ($41^{\circ}40'$ с. ш. и 78° в. д.). Абсолютная высота местности варьирует от 3300 до 3600 м. Здесь широкая тектоническая депрессия выстлана вечномерзлыми моренными и озерными отложениями позднелейстоценового возраста. Примерная их площадь 150 км². Мощность покровного моренного комплекса не менее 50 м. Льдистость отложений в среднем около 50%. Отложения, в основном, состоят из тяжелого суглинка с примесью каменного материала. На рассматриваемой территории выявлено около 500 крупных термокарстовых просадок. Часть из них находится в активном состоянии. Местами покровный комплекс осложнен складками и линейными ложбинами – морщинами. Они достигают в длину 500–600 м, в ширину – 30–40 м, а в глубину или высоту – нескольких метров. На тех участках, которые подрезаны рекой Тарагай и ее притоками, развиты образования, по форме сходные с каменными глетчерами. В свое время было предложено их именовать каменно-земляными глетчерами. Они образуются за счет течения высокольдистого грунта, то есть под действием мерзлотного крипа. Самое крупное образование такого рода достигает в длину почти 2, в ширину – около 1,1 км. Площадь его определена в 1,6 км² (Горбунов, Титков, 1989). Примерно такой же каменно-земляной глетчер отмечен и на Восточном Памире.

Особенно примечателен деформированный каменный глетчер в Терской Алатау, находящейся в долине Дунгерме ($42^{\circ}00'$ с. ш. и $77^{\circ}40'$ в. д.) – правого притока р. Барскаун (бассейн озера Иссык-Куль). Длина его 3,5 км, ширина варьирует от 500 м до 1600 м. Он размещается в интервале абсолютных высот 2800–3300 м. Примыкает к группе ледников. Средняя часть его растянута. Длина этой растяжки порядка 1200, а минимальная ее ширина 500 м (Иверонова, 1950). Основная причина растяжения активного каменного глетчера – возрастание крутизны днища долины. Всего же каменных глетчеров во Внутреннем Тянь-Шане не менее 3000.

В Центральном Тянь-Шане, в районе Хантенгри и пика Победы, каменные глетчеры отсутствуют. Здесь горные хребты почти повсеместно оледенелые, поэтому нет источников обломочного материала, необходимого для формирования каменных глетчеров. Но по северо-западной и западной периферии региона – в Сарыжазском хребте ($42^{\circ}10'$ с. ш. и 80° в. д.), Адырторе ($42^{\circ}20'$ с. ш. и $79^{\circ}40'$ в. д.) и Атжайлоо предположительно находится не менее двух десятков каменных глетчеров. Примерно такая же картина и по юго-западной периферии Центрального Тянь-Шаня (42° с. ш. и $77^{\circ}30'$ в. д.) – в хребтах Каинды, Кейкап, Бозкыр и Майбаш.

Западный Тянь-Шань. Наша инвентаризация охватила лишь юго-восточный отрезок Ферганского хребта – от 74 до $74^{\circ}50'$ в. д. Это самая высокая его часть, поднимающаяся почти до 4900 м. Здесь выявлено около 70 каменных глетчеров. Они приурочены, главным образом, к северо-восточным склонам. Самые крупные достигают в длину 1,8 км. Вероятно, до десятка каменных глетчеров присутствуют в массиве Бабашата (4472 м) – северо-западном отроге – окончании Ферганского хребта. Здесь распространены и небольшие ледники.

Таким образом, в системе Ферганского хребта насчитывается не менее 80 каменных глетчеров. Среди них преобладают активные разновидности, на долю которых приходится около 90%. Здесь обнаружены крупнообломочные отложения раннеплейстоценового возраста, напоминающие по своему строению древние каменные глетчеры. Они встречены в массиве Бабашата, в долине Караункюра, близ Арсланбоба (Шульц, 1948). Абсолютная высота не указана. Но, по косвенным данным, она близка к 2000 м. Отложения представлены брекчиями, состоящими из неокатанных обломков известняка, крупность которых достигает 5 м. Конфигурацию и размерность этих накоплений автор не отмечает, но сообщает, что их мощность достигает 100 м.

Кроме того, каменные глетчеры распространены в Таласском Алатау, Чаткальском, Пскемском, Чандалашском (Сандалашском), Угамском, Майдантальском, возможно, в Кураминском и в других менее значительных хребтах. Но они до сих пор не изучены в должной мере.

В Западном Тянь-Шане предположительно не менее 500 активных и неактивных каменных глетчеров.

Всего в Тянь-Шане в пределах СНГ, по предварительной оценке, более 4000 каменных глетчеров всех разновидностей. Активные каменные глетчеры здесь

распространены на абсолютных высотах 2700–4300 м. Самые крупные достигают в длину 4–5 км. Скорость их движения обычно около 0,3–0,5 м/год, но для некоторых отмечены короткие периоды скоростных подвижек до 14 м/год. Древние каменные глетчеры прослежены вниз до 2200 м над уровнем моря.

Восточный Тянь-Шань. Эту часть горной системы, которая находится на территории КНР, в СНГ принято именовать Восточным, в Китае – Центральным Тянь-Шанем.

Каменные глетчеры изучались нами в двух хребтах – Укэне и Богдо-Шане.

В Укэне, в бассейне реки Дасигоу, выявлено 17 небольших каменных глетчеров, находящихся в активном состоянии. Размещаются они в высотном интервале 3400–3900 м (Gorbunov, Titkov, 1993). Источниками питания 16-ти из них являются осыпи, только один примыкает к конечной морене ледника. Этот приледниковый каменный глетчер достигает в длину 600 м, а его максимальная ширина – 400 м. У подножия фронтального откоса отмечены валики дернины высотой около 1 м. Они образовались за счет динамического воздействия на почвенный покров движущегося каменного глетчера.

Обычно присклоновые каменные глетчеры образуют формы, напоминающие террасы. Длина их по простиранию склона порядка 150–200 м, а ширина в среднем близка к 50 м. Высота фронтальных уступов меняется от 10 до 30 м, а крутизна откосов – от 20 до 40°. Все это свидетельствует об активном состоянии каменных глетчеров. Максимальная скорость движения их поверхности достигает 2,9 м/год (Cui Zhijiu, Zhu Cheng, 1988). По нашим оценкам, скорость продвижения фронтального уступа одного присклонового каменного глетчера в последние годы составляла в среднем 10 см/год (Gorbunov, Titkov, 1993).

В долине Булате, которая находится по соседству к западу от Дасигоу, зафиксировано пять каменных глетчеров (Iwata, Jiyang, 1989). Все они присклоновые. Самый крупный из них – около 300 м в длину. Размещены они выше 3400 м над уровнем моря. Бассейн реки Булате примерно в два раза меньше такового Дасигоу.

В горах Укэна около двух десятков речных бассейнов, соизмеримых с Булате и Дасигоу. В каждом из них, надо полагать, не менее пяти каменных глетчеров. Следовательно, в горах Укэна их может быть около 100.

Горы Богдо-Шань расположены к востоку от г. Урумчи. Они значительно выше Укэна. Исследование каменных глетчеров было проведено нами в 1990 г. в верховье р. Сулак. Здесь зафиксировано 15 присклоновых каменных глетчеров. Они располагаются в интервале высот 3100–3550 м, то есть заметно ниже, чем в долине Дасигоу. Обычно присклоновые каменные глетчеры, сливаясь боковыми краями, образуют террасы длиной до 600 м по простиранию подножья склона. Но один из них имеет языковидную конфигурацию. Он и самый крупный: его длина – 300 м, ширина – до 200 м, высота фронтального уступа – 30 м. Предположительно в Богдо-Шане несколько сотен каменных глетчеров.

Китайские исследователи свидетельствуют, что западнее 86° в. д. преобладают каменные глетчеры альпийского типа, а восточнее этой долготы господствуют каменные глетчеры колорадского типа. К первому они относят крупные и

весьма активные их разновидности, ко второму – небольшие по размерам и слабоактивные каменные глетчеры (Zhu Cheng et al., 1992).

Не вызывает сомнения присутствие каменных глетчеров в горах Карлыктага – самого восточного массива Восточного Тянь-Шаня. Но сведения о них отсутствуют.

В Восточном Тянь-Шане предположительно не менее 1000 каменных глетчеров.

Таким образом, Тянь-Шань, вкупе с Джунгарским Алатау, является одной из крупнейших в мире горных систем с многочисленными каменными глетчерами; их здесь, по предварительной и приближенной оценке, около 6000.

И еще следует отметить, что самая первая в Евразии информация о каменных глетчерах пришла из Тянь-Шаня в 1904 г. (Friderichsen, 1904).

В этих же горах впервые в Азии проведена частичная инвентаризация каменных глетчеров в 1970-х годах (Горбунов, 1979).

Гиссаро-Алай

В эту горную систему входят: Алайский хребет, Кичик-Алай, Туркестанский, Зеравшанский, Гиссарский и ряд хребтов, менее значительных по размерам. Система с севера ограничена Ферганской долиной, с юга – Алайской депрессией, долинами Вахша и Амударьи. Система протягивается от 65° до 74° в. д., то есть на 750 км.

Наиболее детально исследованы каменные глетчеры в Кичик-Алае. По данным В.Ф. Суслова (1966) здесь насчитывается 209 каменных глетчеров (171 – активный и 38 – неактивных и древних). В основном они сосредоточены в интервале абсолютных высот 3800–4400 м. Но некоторые из них прослеживаются вверх до 4600 и вниз – до 2900 м. Большая часть активных каменных глетчеров (106) относится к присклоновым, а остальные 65 – к приледниковым (рис. 14).

В Гиссарском хребте активные формы размещаются между 3000–3600 м, а древние – в интервале высот 2700–3200 м. В заснеженных бассейнах они редко, но все-таки встречаются. Например, активный и древний каменные глетчеры были обнаружены в верховье Майхуры (правый приток Варзоба), где отмечается очень высокая снежность. Активный каменный глетчер, по нашим данным, спускается до высотного уровня 3500 м. Его длина порядка 400 м.

Встречаются здесь и деформированные каменные глетчеры. Один из них находится в долине Соминг (северный макросклон Гиссарского хребта). Соминг (39°00' с. ш. и 68°20' в. д.) – правая составляющая реки Канчач притока Сарытага, район оз. Искандеркуль, бассейн Зеравшана. В верховье долины расположены ледники. Общая длина каменного глетчера – около 1000 м. Для него характерна зона растяжки порядка 200 м, ширина ее минимальная – 50 м. Верхняя часть каменного глетчера расположена между 3400 и 3500 м абсолютной высоты. Нижняя часть размещается в интервале высот 3200–3300 м. Эта часть состоит из двух ступеней: верхняя – активная, ее ширина до 500 м, нижняя – неактивная, ее ширина до 750 м.



Рис. 14. Осыпной каменный глетчер в Алайском хребте, Гиссаро-Алай, Киргизия.
Фото В. Шатравина.

Распространены каменные глетчеры и в Алайском хребте.

В этом отношении особо примечательна долина Коксу – правого притока Кызылсу (бассейн Вахша). Здесь обнаружен деформированный каменный глетчер (южный макросклон Алайского хребта). Его географические координаты – $39^{\circ}40'$ с. ш. и $72^{\circ}00'$ в. д. В верховье правого притока Коксу он примыкает к конечной морене ледника. Общая длина каменного глетчера составляет около 1100 м, размещается он в интервале абсолютных высот 3200–3700 м. Активный каменный глетчер разорван на две части. Длина разрыва 350 м. Нижняя часть имеет вид классического каменного глетчера: поверхность его осложнена дугообразными валами и ложбинами, свежий фронтальный уступ местами достигает в высоту 30 м. Он несколько отжимает р. Коксу к противоположной стороне. Длина этой части каменного глетчера – около 550 м, а максимальная ширина – не менее 200 м. Верхняя часть каменного глетчера отделяется от разрыва осыпным откосом. Длина этой части порядка 200 м, а максимальная ширина около 100 м. Разрыв обусловлен ригелем, через который переваливает каменный глетчер. В формировании каменного глетчера, помимо морены ледника, принимают участие осыпи.

На северном макросклоне крайней западной части Алайского хребта, в бассейне Караказык ($39^{\circ}50'$ с. ш. и $71^{\circ}40'$ в. д., правый приток Аксу системы р. Шахмардан) отмечено формирование семи каменных глетчеров. Образование их происходило при отступании ледников в течение XX в. (Петров, 1987). Погребенные массивы глетчерного льда трансформируются в каменные глетчеры. Для них характерны поперечные валы, а высота фронтального уступа достигает 70 м. Каменные глетчеры размещаются в интервале абсолютных высот 3750–4100 м. Самый длинный простирается на 2,1 км.

Древние каменные глетчеры отмечены в Зеравшанском, Гиссарском, Туркестанском и Алайском хребтах. Наиболее интересен в этом отношении район бассейна реки Фандарьи и Фанские горы. По данным А.В. Кожевникова (1985) древние каменные глетчеры в этих хребтах распространены, в основном, выше 3000 м. Наиболее крупные из них достигают в длину 5 км и мощности до 50 м. Исследователь отмечает их высокую насыщенность суглинистым материалом, поэтому некоторые из них правильнее именовать земляно-каменными глетчерами. Не исключено, что значительная часть древних каменных глетчеров сформировалась в позднем плейстоцене.

Крупнообломочные толщи отмечены в отроге Алайского хребта, в горах Катрантау (Резвой, 1957). Они имеют языковидную конфигурацию. Автор публикации называет их «брекчий осыпей». Он предполагает обвальный генезис этих отложений. Наиболее крупное образование такого рода располагается в долине Ак-Капчагай. Оно достигает в длину 6–7, в ширину 3 км. Их мощность до 100 м. Сложены отложения остроугольными обломками известняков. Наиболее крупные из них достигают в поперечнике 4–5 м. Предположительный возраст отложений раннеплейстоценовый. Высотное их положение в публикации не сообщено. По косвенным данным, они расположены выше 1500 м над уровнем моря. Рассмотренные образования очень похожи на древние каменные глетчеры.

Каменные глетчеры Гиссаро-Алая до сих пор еще очень слабо изучены. Особенно это касается Алайского хребта. Поэтому приходится довольствоваться ориентировочными оценками. Предполагается, что общее количество их в Гиссаро-Алае достигает 2000.

Памир

Первым о каменных глетчерах Памира сообщил немецкий геодезист и гляциолог Р.Г. Финстервальдер – участник Советско-Германской экспедиции 1928 г. (Finsterwalder, 1932). Он обнаружил их на Западном Памире, в хребтах Танымас, Академии Наук и Каинды. Исследователь еще не был знаком с термином Blockgletscher (глыбовый ледник), который ныне используется в немецких публикациях. Он их называл Gletscherschutt (ледник обломочный). Р.Г. Финстервальдер совершенно справедливо полагал, что они формируются и при погребении ледников, и из обломочных скоплений при насыщении их льдом. Исследователь заключил, что эти образования подвижны. Через несколько лет примерно к таким же выводам пришел и будущий академик К.К. Марков (1936).

В отношении каменных глетчеров на Памире наиболее примечательны Заалайский хребет, хребты Белеули и Зулумарт, бассейны рек Обихингоу и Музкол (рис. 15).

На крайнем востоке Заалайского хребта, в бассейне р. Нура, нами обнаружено около десятка каменных глетчеров длиной до 1 км. Они размещаются в диапазоне высот 3600–4200 м. Коренные породы представлены здесь, в основном, палеозойскими известняками. Обычно такая петрографическая обстановка не способствует формированию каменных глетчеров.



Рис. 15. Неактивный каменный глетчер в бассейне Музкол, Восточный Памир.
Фото А. Горбунова.

На крайнем западе Заалайского хребта, на южном его макросклоне, приледниковые каменные глетчеры прослежены по аэрофотоснимкам вниз до 3000 м абсолютной высоты. Самый крупный из них протягивается по долине Алтындора на 2,2 км. В этом же регионе, в хребтах Белеули и Зулумарт, приледниковые каменные глетчеры размещаются в интервале высот 3700–4200 м (рис.16).

В бассейне Обихингоу выявлено 172 каменных глетчера. Они, занимая высотный диапазон 2700–4300 м, приурочены, как правило, к южным склонам. Их общая площадь 47,5 км² (Бруханда, 1976). Отмечается возможность катастрофических подвижек некоторых из них.

Многочисленные небольшие каменные глетчеры на высотах 4100–4200 м распространены в бассейне реки Музкол (Восточный Памир). Они, в основном, имеют осыпной генезис.

Сведения о каменных глетчерах на Кашгарском Памире отсутствуют. Однако на склонах Музтагата (7509 м) они просматриваются на фотографии (Entering Xinjiang, 2007).

На Памире зафиксирована одна важная закономерность: на западе, в более увлажненной обстановке, преобладают ледниковые каменные глетчеры, на востоке, в аридных условиях, доминируют осыпные (присклоновые) их разновидности. В отношении каменных глетчеров Памир менее изучен, нежели Тянь-Шань.

Всего на Памире имеется не менее 1500 каменных глетчеров.



Рис. 16. Активный каменный глетчер в Заалайском хребте, Памир. Фото В. Шатравина.

До сих пор динамическим деформациям каменных глетчеров в горах Центральной Азии не уделялось должного внимания. Их детальное изучение даст возможность получить дополнительную и весьма важную информацию о механизмах движения каменных глетчеров, что позволит в какой-то мере прогнозировать их подвижки.

Следует заметить, что деформированных каменных глетчеров и с разрывами, и с растяжкой в горах Центральной Азии много десятков.

2.1.5. Западная (Передняя) Азия

Горы Ирана

Каменные глетчеры сосредоточены в Эльбурсе (5604 м) и в горах Иранского (Восточного) Азербайджана в массиве Себелан (4821 м).

В Эльбурсе они приурочены, главным образом, к его западной части (36°–36°15' с. ш. и 51°–52° в. д.). Здесь их не менее восьми (Glaciers of the Middle Asia..., 1991). Неактивные их разновидности прослежены вниз до 2500 м абсолютной высоты (Dresch, 1961).

В горном массиве Себелан (38°10' с. ш. и 47°50' в. д.) выявлено 22 активных каменных глетчера. Они спускаются примерно до 3400 м. Один из них достигает в длину 3,5 км. Его площадь – около 3,5 км² (Glaciers of the Middle Asia..., 1991).

Не исключено, что неактивные и древние каменные глетчеры распространены и в горах Загроса, в массиве Зердкух (4268 м, 32°20' с. ш. и 50° в. д.).

Сколько-нибудь детальные описания каменных глетчеров гор Ирана до сих пор отсутствуют. Можно лишь предположить, что только активных их разновидностей несколько больше 30.

Горы Турции

Каменные глетчеры зафиксированы в двух местах: на склоне потухшего вулкана Эрджияс и в Лазистанском хребте (Glaciers of the Middle Asia..., 1991).

На Эрджиясе (3916 м, 38°40' с. ш. и 35°30' в. д.) находится активный каменный глетчер на абсолютной высоте около 3100 м.

В Лазистанском хребте обнаружено несколько активных форм (Glaciers of the Middle Asia..., 1991) в массиве Верченик (3711 м, 40°45' с. ш. и 41° в. д.). Возможно они есть и в других частях этого хребта – на склонах Качкара (3937 м). Перспективны в отношении каменных глетчеров горы Хакяри на крайнем юго-востоке страны.

Возможно присутствие небольших каменных глетчеров в горах крайнего юга Турции, в хребтах Болкар и Аладаглар. Здесь привлекают внимание два горных массива – Демиркозлык (3726 м, 37°50' с. ш. и 35°15' в. д.) и Медедсиз (3585 м, 37°25' с. ш. и 34°40' в. д.). Видимо каменным глетчерам этих гор и посвящена публикация турецких исследователей (Arpat, Oezguel, 1972), которая оказалась недоступной авторам данной работы.

Небольшие каменные глетчеры могут быть обнаружены при детальных исследованиях в хребтах Гюмюшхане и Гиресун, в массивах Аптамуса (3305 м, 40°25' с. ш. и 39° 05' в. д.), Карагёл и Кылынч (3395 м, 40°25' с. ш. и 39°05' в. д.).

Ясно, что каменные глетчеры Турции еще ждут своих исследователей.

Заканчивая рассмотрение каменных глетчеров Азии, следует заметить, что они крайне слабо изучены в горах Восточной Сибири, на юге Дальнего Востока, на Камчатке и, местами, в Южной Сибири. Не исключено, что, кроме хребтов Черского и Сунтар-Хаята, каменные глетчеры распространены в горной системе Верхоянского хребта, в его наиболее высокой части – в хребте Орулган. Он поднимается до высотной отметки 2389 м и подвержен современному оледенению. На северо-восточной, наиболее возвышенной (до 1146 м) окраине гор Быр-ранга, под 76° с. ш., они не обнаружены (устное сообщение В.А. Сараны).

Исследования каменных глетчеров не охватили полностью горы Дальнего Востока. В горах Сихотэ-Алинь отмечены формы, напоминающие древние каменные глетчеры, но современные образования такого рода не найдены (Короткий, 1984).

В горах Северной Кореи не исключены одиночные древние каменные глетчеры.

До сих пор нет никаких сведений о каменных глетчерах Кузнецкого Алатау. Здесь обнаружены древние морены (Шпинь, 1980). Не исключено, что некоторые из них являются древними или неактивными каменными глетчерами. Широкое распространение курумов свидетельствует о благоприятных условиях для

формирования небольших каменных глетчеров. Необходимы направленные исследования в этих горах.

Перспективен в отношении каменных глетчеров Монгольский Алтай. В Хэн-тэе и в Гобийском Алтае возможны находки только древних каменных глетчеров.

До сих пор отсутствуют сведения о каменных глетчерах в хребтах Тибетского нагорья. Для их развития здесь есть все необходимые условия: вечная мерзлота, умеренная увлажненность, достаточная расчлененность рельефа. По самым осторожным оценкам, в горах Тибетского нагорья размещается много сотен каменных глетчеров.

Вероятно, каменные глетчеры присутствуют и в Карлыктаге – самой восточной оконечности Тянь-Шаня.

Слабая изученность каменных глетчеров не позволяет сколько-нибудь определенно оценить их общее количество в Азии. Можно лишь предположить, что их всего не менее 25 000.

2.1.6. Восточная Европа

Кавказ и Урал

Кавказ. Исследования каменных глетчеров начались здесь около 40 лет тому назад. Еще в 1966 г. в известной фундаментальной монографии, посвященной природе Кавказа (Кавказ, 1966), каменные глетчеры даже не упомянуты.

По сообщению Н.А. Володичевой и И.А. Лабутиной (Володичева, Лабутина, 1996), каменные глетчеры на Кавказе впервые были отмечены С.М. Мягковым в конце 1960-х годов. Он отобразил их на геоморфологической карте, составленной для Атласа ледников Эльбруса.

Первое картографирование каменных глетчеров на склоне Эльбруса было выполнено С.М. Мягковым (Оледенение Эльбруса, 1968). Первое же краткое описание каменных глетчеров Большого Кавказа появилось в публикации И.С. Краснослободцева (1971). За ней последовали работы В.И. Бруханды (1976), Р.Г. Гобеджишвили (1978), А.В. Кожевникова (1980; 1985), И.Б. Сейновой и Т.Н. Мезениной (1987), М.Д. Докукина (1987 а; 1987 б; 1993), Н.А. Володичевой и И.Ф. Лабутиной (1996) и других.

Выяснилось, что большая часть каменных глетчеров приурочена к северным макросклонам Главного, Бокового и Передового хребтов. Активные их разновидности размещаются на Западном, Центральном и Восточном Кавказе в интервале абсолютных высот 2800–3100, 3000–3250 и 3000–3400 м соответственно. Кроме склонов северных экспозиций, они могут изредка встречаться и на южных склонах. Наибольшее развитие каменные глетчеры получили в отрогах Бокового хребта. Всего на северном макросклоне Центрального Кавказа отмечено около 400 каменных глетчеров (Докукин, 1993). Самым крупным является каменный глетчер Донисар. Его длина – 2875 м, площадь – 1,5 км² (Докукин, 1993). В упомянутых публикациях выделяются каменные глетчеры различных типов (рис.17). При этом основное внимание обращается на их местоположе-

ние, морфологию и генезис. Среди названий типов выделяется термин «при-склоновые каменные глетчеры», предложенный И.С. Краснослободцевым (1971). Он получил широкое распространение в последующих русскоязычных публикациях. Термин подчеркивает не только местоположение, но и генезис таких каменных глетчеров. Они формируются, в основном, за счет многолетнего промерзания осыпей. В зарубежных источниках их часто именуют формами осыпного происхождения (talus-derived rock glaciers).

Особый интерес представляют так называемые «водораздельные каменные глетчеры», обнаруженные в бассейне Чегема (Сейнова, Мезенина, 1987). На наш взгляд, их лучше именовать «покровными». Они напоминают аналогичные образования Куньлуня (Cui Zhijiu, 1983), Кунгей Алатау (Титков, Северский, 1987) и древние каменные глетчеры Дагестана (Кожевников, 1985; Кожевников и др., 1980).



Рис. 17. Неактивный каменный глетчер на Кавказе. Фото М. Докукина.

Некоторые, весьма ориентировочные, сведения о скоростях движения каменных глетчеров в бассейнах рек Чегем и Баксан приведены в публикации М.Д. Докукина (1987б). Так, один из участков каменного глетчера Ташорун в период 1957–1978 гг. продвигался со скоростью до 3,6 м в год, а фронт каменного глетчера Башильаузского в этот же период – 1 м/год. В этой же публикации отмечено надвигание активного глетчера Ташорун на древний, уже полностью задернованный каменный глетчер.

Каменные глетчеры бассейнов Чегема и Баксана часто являлись и являются очагами селевых потоков (Сейнова, Мезенина, 1987; Докукин, 1987 а).

В отношении древних каменных глетчеров исключительный интерес представляют исследования А.В. Кожевникова (Кожевников и др., 1980; Кожевников, 1985), который изучал их на территории Дагестана. Он выявил здесь древние каменные глетчеры четырех генераций: плиоценового, поздне-, средне- и раннеплейстоценового возраста. Предполагается, что наиболее древними являются каменные глетчеры, сформировавшиеся в апшеронское время, то есть около 2 млн. лет тому назад. До сих пор считалось, что самые древние (раннеплейстоценовые) образования такого рода отмечены А. Корте в предгорьях Анд Мендосы (Corte, 1983). А.В. Кожевников (Кожевников и др., 1980; Кожевников, 1985) выделил их разновидности: покровные и земляные (землистые) каменные глетчеры. Первые напоминают аналогичные образования в Куньлуне (Cui Zhijiu, 1983), вторые – сходны с таковыми Тарагайских сыртов, что во Внутреннем Тянь-Шане (Горбунов, Титков, 1989). Он отметил, что самые длинные древние каменные глетчеры достигают в длину 3 км, а мощность их обычно составляет около 50 м. К сожалению, в рассматриваемых публикациях не указан высотный интервал размещения этих образований. По косвенным данным, можно лишь предположить, что они распространены между 1000 и 3000 м над уровнем моря.

В Национальном парке Приэльбрусья выявлено 69 каменных глетчеров, которые размещаются преимущественно выше 2800 м. Большая их часть была перекрыта ледниками в XIV–XIX вв. (Володичева, Лабутина, 1996).

На Кавказе, но уже в пределах Грузии, каменные глетчеры изучались в Сванетии, в Лечхумском (Лакчхидар, по грузинской транскрипции) хребте. По данным Р.Г. Гобеджишвили (1978), активные каменные глетчеры размещаются здесь между 3000 м и 3300 м над уровнем моря. Древние – прослежены вниз до 2300 м, а иногда и до 2100 м. На южном склоне этого хребта автор публикации выявил семь активных каменных глетчеров. Длина их варьирует от 200 до 1300 м, а площадь – от 0,1 до 1,0 км². Р.Г. Гобеджишвили не привел сведений об общем числе каменных глетчеров в Лечхумском хребте. Можно предположить, что их не менее десятка. В бассейне р. Хазнидон выявлено 16 активных и древних каменных глетчеров. Современные формировались в XVI–XIX вв., древние – в раннем голоцене (Гобеджишвили, Рехвинашвили, 1988).

Современные и древние каменные глетчеры широко распространены в бассейне Ингури в интервале высот 2890–3520 м, длина их варьирует от 200 до 1200 м, а площадь – от 0,05 до 1,2 км² (Рехвинашвили, Гобеджишвили, 1990). Впервые на

территории бывшего СССР А.В. Рехвиашвили и Р.Г. Гобеджишвили провели наблюдения за стоком на одном из каменных глетчеров. Оказалось, что расход водного потока ($0,5 \text{ м}^3/\text{сек}$) в июле-августе 1987 г. был стабилен в течение суток. Температура воды менялась от 3 до 5°C , вода чистая, без взвесей.

Сведения о каменных глетчерах по другим районам горной системы отсутствуют. Общее их количество на Кавказе, по самым осторожным оценкам, составляет не менее 1000.

Урал. Конкретные сведения о каменных глетчерах Полярного, Приполярного и Северного Урала до сих пор отсутствуют. Но ледники и ледниковый рельеф этой части горного хребта достаточно обстоятельно изучается уже более 70 лет. В публикациях второй половины минувшего века находим ряд косвенных свидетельств о распространении здесь каменных глетчеров. Особенно в этом отношении примечателен Полярный Урал. Так, например, на рис. 7 в публикации Л.С. Троицкого и др. (1966) показан ледник Чернова (стр. 27), к которому, по всей видимости, примыкает каменный глетчер длиной около 250 м. В другом месте приведена фотография (рис. 102, стр. 208). На ней четко просматриваются осыпные каменные глетчеры в горном массиве Пай-Ер.

И тот и другой находятся в интервале $68\text{--}67^\circ \text{ с. ш.}$ на абсолютных высотах около 400 м. Кроме того, в публикации Л.С. Троицкого приводится такая информация: «...скопления солифлюкционного коллювия многими... необоснованно причислялись к моренным отложениям, натечные и нивальные валы подножий склонов – к боковым моренам... Однако, как показали наши наблюдения, часть из них не связана с деятельностью ледников и обязана своим образованием действию эрозионных и мерзлотно-солифлюкционных процессов». По мнению авторов данной монографии, не исключено, что «солифлюкционный коллювий» – ничто иное, как присклоновый каменный глетчер.

По Приполярному и Северному Уралу не удалось пока найти каких-либо прямых или косвенных данных по каменным глетчерам. Возможно, что здесь они представлены древними формами, которые чрезвычайно трудно отличить от таких же по возрасту морен.

Балканы

В горах Балканского полуострова активные каменные глетчеры, видимо, отсутствуют, так как их склоны не подвергаются многолетнему промерзанию. Вечная мерзлота приурочена к скальным массивам наиболее высоких вершин. Обычно она распространена выше 2400–2500 м над уровнем моря.

Однако в Албанских Альпах в интервале абсолютных высот 1690–2200 м, между $42^\circ 27'$ и $42^\circ 33'$ с. ш. обнаружено 16 неактивных каменных глетчеров (Palmentola et al., 1995). Их длина варьирует от 120 до 1000 м, ширина – от 75 до 325 м. Около 70% каменных глетчеров приурочено к склонам северо-восточной, а остальные – к юго-восточной и юго-западной экспозициям. По мнению авторов статьи, эти каменные глетчеры сформировались 17 000 лет тому назад во время позднелейстоценового похолодания. Тогда средние годовые температу-

ры воздуха на высоте около 1700 м были примерно на 6–7°C ниже современных. По нашему представлению, авторы ошибочно именуют описанные каменные глетчеры неактивными, их скорее следует отнести к древним.

Не исключено, что в горах Болгарии сохранились фрагменты древних каменных глетчеров. Однако сведения о них отсутствуют.

Карпаты

Первые сведения о каменных глетчерах Карпат появились в начале XX в. Но изучение их началось во второй половине этого столетия.

Наиболее обстоятельные исследования были предприняты румынским гео-криологом П. Урдой в Южных Карпатах (Urdea, 1992). Он насчитал здесь более 300 активных, неактивных и древних образований такого рода. Одиночные каменные глетчеры П. Урда обнаружил и в Восточных Карпатах. В Южных Карпатах (45° с. ш.), в которых высочайшая вершина поднимается до 2544 м, вечная мерзлота распространена, в основном, выше 2100 м. Каменные глетчеры здесь размещаются следующим образом. Выше 2000 м распространены активные и неактивные их разновидности, ниже этой высотной отметки располагаются древние, на которых местами произрастает сосновый лес. Самые крупные в Южных Карпатах каменные глетчеры, находящиеся в активном и неактивном состоянии, достигают в длину 1800 м. А наиболее значительные по размерам террасовидные морфологические их разновидности протягиваются вдоль подножия склона на 1300 м. Обычно они именуются лопастными (lobate rock glacier). У них ширина больше длины, последняя в данном случае равна всего 300 м.

На картах, помещенных в публикации П. Урды, отмечено около сотни предосыпных валов. Он их относит к эмбриональным каменным глетчерам (Barsch, 1996; Горбунов, 2006 а).

В своей северо-западной части, в массиве Высокие Татры (49° с. ш.), Карпаты достигают высочайшего поднятия 2655 м. Вечная мерзлота здесь распространена выше 1700–1800 м. В статье А. Немчока с соавт. (Nemçok, Mahr, 1974) упомянуты 49 древних каменных глетчеров. В Высоких Татрах – 30, в Низких Татрах – 19. На территории Словакии их насчитывается 48, а один находится в Высоких Татрах, но в Польше. Они распространены между 1400 и 1950 м. Все глетчеры осыпного генезиса. Самый крупный простирается в длину на 1950 м, имея максимальную ширину в 350 м. Обычная же их длина 200–300 м.

В Татрах вечная мерзлота распространена выше 1600–1700 м. Судя по снимкам, помещенным в статье, у некоторых каменных глетчеров хорошо выражены дугообразные валы и ложбины, а также и фронтальные уступы. Не исключено, что часть каменных глетчеров необходимо отнести к неактивной разновидности. Возможно, что они утратили активность всего несколько столетий тому назад в «малый ледниковый период», когда граница пояса вечной мерзлоты располагалась на высотном уровне около 1400 м.

Таким образом, в Восточной Европе большая часть каменных глетчеров распространена на Кавказе и в Карпатах. В этих регионах можно встретить все возрастные и морфологические их разновидности. В других горах присутствуют только древние каменные глетчеры или их фрагменты. Но и на Кавказе, и в Карпатах каменные глетчеры еще слабо изучены, особенно это касается их динамики и внутреннего строения.

2.1.7. Западная и Южная Европа

Альпы

Наиболее детально и всесторонне изучены в Европе каменные глетчеры Альп. Первые публикации о них появились в самом конце второго десятилетия прошлого века. Но обстоятельное их изучение было начато в 1960-х немецким геокриологом Д. Баршем (D. Barsch) и итальянским ученым К.Ф. Капелло (C.F. Capello). Д. Барш создал научную школу исследователей каменных глетчеров Альп и других горных регионов мира. Среди его первых последователей необходимо отметить швейцарца В. Хеберли (W. Haeblerli) и французенку М. Эвин (M. Evin). Сначала исследования были сосредоточены в Альпах Италии и Швейцарии, затем они охватили Альпы Франции и Австрии.

Альпы Австрии. Первые исследования каменных глетчеров в Альпах Австрии были проведены с 1938 по 1955 гг. Видимо, экспедиционные работы велись с перерывами и в военное время. В них впервые для определения скоростей движения каменных глетчеров использовались методы фотограмметрии. Они осуществлялись известным немецким математиком, геодезистом и гляциологом С. Финстервальдером. Отмечено, что каменные глетчеры распространены на абсолютных высотах 2400–2700 м. Наиболее крупные из них достигают в длину 600–700 м. Скорость их движения колеблется в пределах 0,75–4,0 м/год. Она увеличивается сверху вниз и от краев к середине. Предполагается ледниковое происхождение каменных глетчеров. Все материалы этих исследований обобщены в публикации В. Пиллевицера (Pillewizer, 1957).

Однако систематическое изучение каменных глетчеров в Австрии разворачивается с середины 1980-х годов. Зачинателем их явился Г.К. Лиеб (Lieb, 1986).

В Австрийских Альпах в последние годы выявлено 1450 каменных глетчеров. Из них 282 отнесены к активным формам, а 1168 – к неактивным и древним образованиям (Lieb, 1998). Активные каменные глетчеры прослеживаются вниз до 2457 м, неактивные – до 2026 м. Но наиболее крупные активные каменные глетчеры оканчиваются на высотах около 2300 м. Толщина активных каменных глетчеров обычно 40–50 м. Их тела наполовину состоят из льда.

Вечная мерзлота в Австрийских Альпах распространена, в основном, выше 2400 м. Она занимает площадь около 2000 км².

В ряде публикаций приведены данные о крупных каменных глетчерах. К их числу относятся активные формы в Тирольских Альпах. Вероятно, самым длин-

ным является каменный глетчер Рейченкар – Reichenkar (47° с. ш. и 11° в. д.). Он протягивается на 1400 м. Размещается в интервале абсолютных высот 2350–2750 м. Геофизические исследования установили, что его мощность составляет около 25 м, объемная льдистость мерзлой толщи 45–60%. В основании каменного глетчера находится талый моренный слой. Его мощность – несколько метров. Он лежит на скальном массиве (Hausmann et al., 2007). Скорость движения каменного глетчера в некоторые годы превышает 2 м/год. Детальные измерения скоростей на поверхности глетчера были проведены в период с 28.07.1997 по 28.07.1998 гг. в 45 пунктах. Оказалось, что максимальные скорости (до 6,94 м в год) приурочены к средней части каменного глетчера, а минимальные (около 0,16–0,19 м/год) присущи его верхней части (Krainer, Mostler, 2000). Заметно увеличились скорости на поверхности двух других каменных глетчеров – Олгрубе и Кайзерберг – в этом же районе Тирольских Альп. Они существенно меньше Рейченкара: первый протягивается в длину на 880 м, второй – на 400 м.

Авторы публикации полагают, что возрастание скоростей после 1990 г. связано с некоторым увеличением температуры льда и большими расходами талых вод в результате глобального потепления (Krainer, Mostler, 2006).

Изучение двух спаренных каменных глетчеров Innere Olgrube в Альпах на западе Австрии ($46^{\circ}54'$ с. ш. и $10^{\circ}50'$ в. д., абсолютная высота около 2400 м) привело авторов (Berger et al., 2004) к интересным заключениям. Они решили, что каменные глетчеры ледникового генезиса. Есть веские основания предполагать, что в середине XIX в. здесь произошло погребение нижней части отступавшего ледника. Затем начался процесс трансформации погребенного ледника в спаренные каменные глетчеры. Их длина достигает 880 м. Этот процесс продолжается и в наши дни. В период 2000–2002 гг. проведены определения скорости движения поверхности каменных глетчеров. Она варьирует в пределах от 0,01 до 1,24 м/год. Отметим, что впервые в Австрии скорости именно на этих каменных глетчерах определял в конце 1920-х годов С.Финстервальдер. По его данным, они составляли 0,5 м/год (Berger et al., 2004). На этих же каменных глетчерах были проведены гидрологические наблюдения. Оказалось, что сток с них начинается в середине мая и заканчивается к октябрю. Максимальные расходы вод из-под каменных глетчеров отмечаются в начале последней декады июня. Пик расхода очень резко выражен.

В Тироле находятся и другие крупные активные каменные глетчеры. Каменный глетчер Dösen ($46^{\circ}59'$ с. ш. и $13^{\circ}17'$ в. д.) протягивается вниз до изогипсы 2340 м. Его длина – 900 м, а максимальная ширина – 250 м. Наблюдения за его движением ведутся с 1954 г. Средние скорости меняются по годам от 12 до 25 см/год. В период 1954–1975 гг. скорость достигала 29 см/год, в 1975–1993 гг. она уменьшилась до 17 см/год, а в 1995–1996 гг. она вновь возросла до 29 см/год. Другой крупный каменный глетчер здешних мест – Хохбенкар (Hohebenkar) достигает в длину 800 м. Оканчивается на абсолютной высоте 2350 м. Он продвигается заметно быстрее, чем предыдущий: от 29 до 96 см/год. Но иногда ускоряется до 110 см/год (Kaufmann, 1996; 1998).

В последние годы стал проявляться интерес к гидрологии каменных глетчеров. Например, в период с 1997 по 2000 гг. были проведены такого рода наблюдения на трех активных каменных глетчерах, расположенных в Альпах между $10^{\circ}40'$ и $12^{\circ}46'$ в. д. примерно вдоль 47° с. ш. Выяснилось, что питание водного потока, выходящего из-под них, осуществляется за счет таяния снега и льда, а также атмосферных осадков и грунтовых вод. Температура воды непосредственно в истоке в течение всего абляционного периода постоянно ниже 1°C . Расход потока заметно меньше по сравнению с таковым с ледника такого же размера (Krainer, Mostler, 2002).

Гидрологические исследования были продолжены на четырех каменных глетчерах в тех же Этцельских Альпах на западе Австрии. Каменные глетчеры размещаются в интервале абсолютных высот 2310–2750 м. Среди них самый крупный – Рихтенкар простирается в длину на 1400 м, самый малый – Кайзерберг, протягивается всего на 400 м (Krainer et al., 2007). Проведенные наблюдения подтвердили материалы прежних аналогичных исследований в этом регионе.

Одно из первых исследований древних каменных глетчеров в Австрии состоялось в 1970-х годах. Находятся они в западной части Альп между 47° – $47^{\circ}10'$ с. ш. и $10^{\circ}10'$ – $11^{\circ}15'$ в. д. Это три каменных глетчера – Обербергталь, Кайзербергталь и Мадлеинальп-Верграсс. Они располагаются на 500–600 м ниже современных активных их разновидностей (Kerschner, 1978). Начали они формироваться около 10–11 тыс. лет тому назад. Тогда средние годовые температуры воздуха были ниже современных на 3–4 $^{\circ}\text{C}$. Климат отличался большей континентальностью.

Более обстоятельно древние каменные глетчеры изучены несколько позднее на крайнем западе Австрии ($47^{\circ}15'$ с. ш. и $09^{\circ}50'$ в. д.). Здесь, в бассейне р. Илль (правый приток Рейна), они размещаются в диапазоне абсолютных высот 1360–1930 м. Самый крупный достигает в длину 1150 м (De Jong, Kwadijk, 1988). На поверхности некоторых из них хорошо сохранились поперечные дугообразные валы высотой до 10 м. Считается, что эти древние каменные глетчеры формировались в среднем и позднем голоцене, в стадии даун (4000 лет назад) и эггесен (2500 лет назад). Здесь же отмечены древние предосыпные валы (protalus ramparts). Авторы статьи полагают, что они возникли вследствие нивальных процессов.

Древние каменные глетчеры изучались также на двух участках в восточной части Австрийских Альп. Один из них расположен в квадрате $46^{\circ}50'$ – $47^{\circ}05'$ с. ш. и $13^{\circ}30'$ – 14° в. д., второй – $46^{\circ}55'$ – $47^{\circ}10'$ с. ш. и $14^{\circ}30'$ – $14^{\circ}35'$ в. д. Суммарная площадь этих двух участков около 1000 км². Всего здесь выявлено 86 древних каменных глетчеров (Lieb, 1994).

Рассмотрена реакция каменного глетчера Hinteres Langtalkar на потепление климата в Австрийских Альпах (Avian et al., 2008). Его координаты $46^{\circ}59'$ с. ш. и $12^{\circ}47'$ в. д. Он размещается между 2455 и 2700 м над уровнем моря. Его длина около 600, максимальная ширина 300 м. За последние 120 лет средняя годовая температура воздуха в Австрийских Альпах на абсолютной высоте 3100 м повысилась на 1,6 $^{\circ}\text{C}$. Потепление климата и толщи каменного глетчера предподре-

деляют увеличение его скорости. Нижняя часть стала резко ускоряться с середины 1990-х годов. Векторы на трех схемах, приведенных в статье, наглядно свидетельствуют о скоростях и направлениях движения на концевой части каменного глетчера по периодам: 2000–2001, 2004–2005 и 2005–2006 гг. Отмечено уменьшение скоростей в третьем периоде по сравнению с первым. Наибольшая скорость на поверхности каменного глетчера (более 2,38 м/год), зафиксирована в 2003–2004 гг. В верхней части каменного глетчера отмечены разрывы его поверхности. Авторы для своих оценок скоростей использовали лазер и цифровое моделирование процессов.

Альпы Швейцарии. Каменные глетчеры Швейцарских Альп стали привлекать к себе внимание в самом конце второго десятилетия прошлого века. Первая публикация о них, автором которой был А. Шэ (Chaix), появилась в 1919 г. Но систематически они стали исследоваться, в основном, с 1960-х годов (Barsch, 1996).

В Альпах Швейцарии только активных каменных глетчеров учтено 994. Они распространены на площади около 19 000 км² (Barsch, 1977). Напомним, что площадь всей Швейцарии 46 570 км². Неактивных и древних каменных глетчеров здесь, видимо, не менее 1000. Следовательно, всего каменных глетчеров в стране более 2000. Наиболее крупные из активных превышают в длину 1000 м, а их мощность может достигать 100 м.

Нижняя граница распространения активных каменных глетчеров варьирует в интервале абсолютных высот 2550–2700 м, неактивных – 2325–2650 м, древних – 2150–2400 м (Barsch, 1996). Скорости движения активных каменных глетчеров в среднем составляют 0,30 см/год. Но от года к году, от одного каменного глетчера к другому они существенно меняются, обычно от 1 до 200 см/год. Первые наблюдения такого рода в Альпах были проведены на двух каменных глетчерах в период с 1918 по 1921 гг. Средняя годовая скорость их передвижения составила 135 см, максимальная – 156 см (Chaix, 1923).

В Альпах Швейцарии первая проходка скважины на каменном глетчере произведена в 1975 г. (Barsch et al., 1979). Она явилась вообще первой в горах Евразии. Однако систематические и массовые буровые работы на каменных глетчерах Альп начинаются с конца 1980-х годов. Они позволили получить данные о строении каменных глетчеров и температурах в них на разных глубинах. В течение последних двух десятилетий осуществляется термический мониторинг на нескольких каменных глетчерах. Эти исследования показали, что в некоторых активных каменных глетчерах присутствуют межмерзлотные обводненные талики (Muhll et al., 2003).

На активном каменном глетчере Муртель-Корвач, который находится на крайнем юго-востоке Швейцарии, в 1987 г. на абсолютной высоте 2670 м была пройдена скважина, в которой уже много лет ведется температурный мониторинг (рис. 18). Оказалось, что мощность каменного глетчера здесь равна 57 м. Измерения температур проводились на глубинах 1,6; 3,6; 5,6 и 11,6 м. В течение 1987–2003 гг. температура мерзлой толщи заметно менялась. На глубине 11,6 м в 1994 г. она повышалась до –1,2°C, а в 1987 г. была –2,7°C. В последующие годы, до

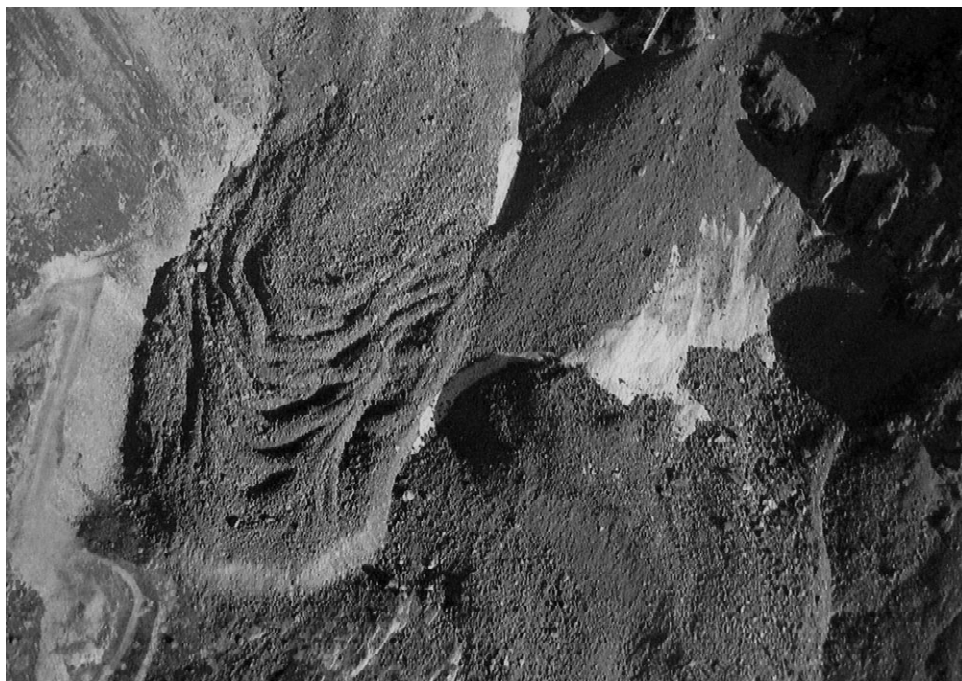


Рис. 18. Активный каменный глетчер Муртель-Корвач, Альпы Швейцарии. Фото С. Rothenbuhler. (Permafrost in Switzerland, 2004).

2002 г., температуры несколько повышались, но к 2003 г. вновь снизились. Минимальные температуры на глубине 1,6 м фиксируются зимой, а с глубиной они смещаются последовательно на весну и на середину лета (Haeberli et al., 1999; Permafrost in Switzerland, 2004).

Материалы по изучению каменных глетчеров Швейцарии систематически публикуются с 2000 г. в отдельных выпусках «Permafrost in Switzerland». К настоящему моменту вышло в свет, как нам известно, три публикации: No 2/3 (2004); No 4/5 (2007); No 6/7 (2009). Данные первого из них приведены в предыдущем абзаце.

В следующем выпуске 2007 г. рассмотрены восемь активных каменных глетчеров, расположенных на юго-западе (бассейн р. Рона) и на юго-востоке (бассейн реки Инн) Швейцарии.

Фотограмметрическая обработка аэрофотоснимков позволила выявить динамику нескольких каменных глетчеров по материалам 1967, 1981, 1986, 1987, 1990, 1992, 2003 гг. Самый длинный ряд наблюдений, с 1967 по 2003 гг., относится к каменному глетчеру Грубен, расположенному в бассейне Роны. Максимальная скорость его продвижения за означенный период достигала 100 см/год. Среди восьми образований такого рода с 1987 по 2000 гг. максимальная скорость, 250 см/год, отмечена у каменного глетчера Гросс Гутер, находящегося также в бассейне Роны. Наименьшая максимальная скорость, всего 10 см/год, с

1991 по 2000 гг. характерна для каменного глетчера Шафберг (бассейн Инн). По пяти каменным глетчерам из восьми приведены средние скорости движения их поверхности с 1970 по 2001 гг. Они изменялись от 20 до 110 см/год.

Особый интерес представляют температурные изменения в скважинах на активных каменных глетчерах Мурагл, Муртель-Корвач и Шафберг-Понтрезина. Все они находятся в бассейне р. Инн.

Скважина на Мурагл находится на абсолютной высоте около 2500 м. Мощность вечномерзлой толщи на этом каменном глетчере составляет около 20 м. Наблюдения велись с 1999 по 2004 гг. Температуры измерялись на глубинах 4,72; 5,72; 9,72 и 19,72 м. За этот период наиболее низкие температуры на глубине 3,59 м в марте 2002 г. составляли $-3,0^{\circ}\text{C}$. Обычно же на этой глубине они всего на десятые доли градуса ниже 0°C . Отмечено существенное похолодание на глубинах 1,2 и 2,0 м весной 2005 г. и 2006 г.

На каменном глетчере Муртель-Корвач в феврале-марте 2002 г. на глубине 2,35 м зафиксирована самая низкая температура -7°C за период наблюдений с 1987 по 2004 гг. Самые же высокие температуры, близкие к 0°C , на этой глубине отмечены в сентябре 2001 г.

Итак, в каменном глетчере Муртель-Корвач с 1987 по 2006 гг. на глубине 11,5 м наиболее низкие температуры наблюдались в 1987, 1989, 1996, 2002 и 2006 гг. Наиболее высокие – в 1994–1995, 2001 и 2004 гг. (Permafrost in Switzerland, 2009).

На каменном глетчере Шафберг – Понтрезина в скважине на абсолютной высоте около 2750 м похолодание зафиксировано на глубине 3,2 м в начале весны 1999, 2000, 2002 и 2004 гг. Самое значительное снижение температур за период с 1987 по 2006 гг. (до $-3,4^{\circ}\text{C}$) наблюдалось весной 2005 и 2006 гг. Наиболее высокие температуры на этой глубине с 2001 по 2004 гг. отмечены в августе 2001 г.

Обзор температурных характеристик каменных глетчеров Швейцарии свидетельствует, что имеет место некоторая асинхронность этих показателей. Она отражает региональные различия климатических условий местностей, в которых расположены каменные глетчеры.

Приведены наглядные свидетельства деформации (дестабилизации) каменных глетчеров Петит-Велан, Трате-Моир и Груеол (на юго-западе Швейцарии) (Permafrost in Switzerland, 2009). Особенно выразительна серия фотографий последнего каменного глетчера с 1975 по 2001 гг. Они свидетельствуют, что поверхность его нижней части неузнаваемо изменилась за 26 лет. В 1975 г. здесь отмечались всего две небольшие продольные трещины, а в 2001 г. поверхность деформирована многочисленными разрывами, как правило, поперечными. Установлено, что за 26 лет этот каменный глетчер продвинулся на 60 м, то есть его средняя скорость составляла около 2,3 м/год. Именно ускорение движения, связанное с потеплением толщи каменного глетчера, и привело к столь существенному его деформированию.

В этой же скважине на глубине около 6 м был обнаружен погребенный мох. Его возраст по ^{14}C – около 2250 лет. Расчеты, основанные на этом определении, позволили оценить общий возраст каменного глетчера в 10 000 лет. Это первое и

прямое надежное определение возраста каменного глетчера за весь период изучения такого рода перигляциальных форм рельефа (Haeberli et al., 1999).

Первое определение возраста каменных глетчеров Швейцарии по накипным лишайникам было проведено в конце 1970-х годов (Haeberli et al., 1979). По скорости прироста трех видов лишайников возраст каменного глетчера в районе ледника Грубен ($46^{\circ}10'$ с. ш. и 8° в. д.) оценен в несколько тысяч лет.

По мере углубления и расширения исследований каменных глетчеров появляются новые аспекты их изучения. Так, в последние годы, на поверхности некоторых из них в Альпах Швейцарии и Австрии зафиксировано образование крупных трещин и расщелин. Например, на каменном глетчере Фургтвангхорн в Швейцарии прослежен процесс формирования расщелины глубиной 14 м за период с 1993 по 2005 гг. Ранее стабильный его фронтальный уступ продвигался в течение этого периода со скоростью 1,55 м в год (Roer et al., 2008). Авторы публикации предполагают, что потепление климата определяет повышение температур в теле каменного глетчера. Это ведет к частичному вытаиванию льда и увеличению его пластичности. Дальнейшее развитие процесса может привести к образованию оползня.

Взаимосвязи температур и динамики каменных глетчеров при помощи полевых исследований и моделирования изучались на девяти активных глетчерах в Альпах Швейцарии (Kääb et al., 2007). Оказалось, что скорости их движения наиболее чувствительны при изменении температур близ 0°C . Установлено, что повышение сезонных температур на 1°C приводит к ускорению этого движения на 15%, а в многолетнем масштабе – на 100%. Рост скоростей движения каменного глетчера может служить причиной его разрыва, образования оползней и селевых потоков. В Бернинских Альпах, в долине левого притока Роны – Туртманбаха ($46^{\circ}13'$ с. ш. и $7^{\circ}38'$ в. д.) на площади 110 км было закартографировано 35 активных, неактивных и реликтовых (древних) каменных глетчеров. Проведено более детальное картографирование и измерение скоростей движения 8 каменных глетчеров фотограмметрическим способом в течение 1993–2001 гг. Совмещение этих двух методов позволило надежно разделить их на активные, неактивные и реликтовые (Roer et al., 2007). Оказалось, что некоторые из них состоят из активных, неактивных и реликтовых участков. Такую картину можно наблюдать и в Северном Тянь-Шане (Горбунов, Северский, 2000).

На востоке Швейцарских Альп, в Верхнем Енгадине, изучались строение и температуры каменного глетчера Gianda Grischia (Frauenfelder et al., 2008). Активный каменный глетчер осыпного генезиса достигает в длину 1000 м, ширина его варьирует от 170 до 390 м. Он размещается на абсолютных высотах 2540–2800 м. Геофизическими методами установлена высокая льдистость активного каменного глетчера. Температуры на его поверхности в период с сентября по май 2005–2006 гг. были существенно ниже, чем за такой же отрезок времени в 2006–2007 гг. Авторы связывают этот факт с повышением зимних температур.

Геофизические исследования на востоке Швейцарских Альп в районе Давоса ($46^{\circ}45'$ с. ш. и 10° в. д.) и в Нижнем Енгадине ($46^{\circ}15'$ с. ш. и 10° в. д.) позволили выявить среди каменных глетчеров осыпного генезиса 102 образования, сло-

женных крупными обломками (валунами и глыбами), и 10 – мелкими обломками (галька и щебень). Электронзондированием также установлено, что 112 каменных глетчеров находятся в активном или неактивном состояниях, а 41 – являются древними (реликтовыми). Работы проводились на площади около 310 км². Электронзондирование более надежно фиксирует гранулометрический состав толщи (валуны или галька) и ее льдистость, нежели мерзлое или немерзлое состояние каменного глетчера (Ikeda, 2006).

Необычна по своему содержанию статья японских исследователей каменных глетчеров (Ikeda, Matsuoka, 2006). Они попытались каменные глетчеры осыпного генезиса в Нижнем Енгадине разделить на две группы. Одну они именуют галечниковые (pebbly), вторую – валунные (ebouldery) каменные глетчеры. Но, судя по их характеристикам, первые представляют собой мелкообломочные, а вторые – крупнообломочные образования. Крупнообломочные – типичные каменные глетчеры. Мелкообломочные – особые формы, генетически связанные с мерзлотным крипом и солифлюкцией. Их морфология заметно отличается от обычных каменных глетчеров. Они в какой-то мере схожи с земляными или землястыми каменными глетчерами Дагестана (Кожевников, 1985) и Тарагайских сыртов Внутреннего Тянь-Шаня (Горбунов, Титков, 1989). Они сложены обломками горных пород, размер которых обычно менее 20 см. Длина языков, как правило, не превышает 200 м, а высота их фронтального уступа – менее 20 м. Они питаются за счет осыпей и селевых выносов, образующихся за счет выветривания глинистых сланцев или слоистых известняков. Промежутки между обломками заполнены мелкоземом. Льдистость относительно невелика. Сезонно-талый слой подвержен солифлюкционным процессам, поэтому фронтальный откос закруглен и сглажен. Движение тела таких образований предопределяется мерзлотным крипом и солифлюкцией.

Исследования каменных глетчеров в восточной части Швейцарских Альп позволили создать модель, которая может надежно применяться для выявления вечной мерзлоты геофизическими методами (Mauger, Nauck, 2007).

На каменном глетчере Furggentalti (46°24' с. ш. и 7°38' в. д.) в западной части Швейцарских Альп выявлены некоторые особенности его динамики. Будучи осыпного генезиса, он размещается в интервале абсолютных высот 2450–2850 м (Mihajlovic et al., 2008). Наблюдения за его движением ведутся с 1988 г.

Скорости движения на поверхности каменного глетчера от места к месту существенно менялись. В течение 2000–2005 гг. они варьировали от 0,2 до 3,5 м в год. Наибольшие скорости отмечались в 2004 г. – около 3,5 м/год. Второй пик (2,3 м/год) имел место в 2001 г. С 2004 до 2007 гг. зафиксировано уменьшение этих скоростей. В 2007 г. они уменьшились до 2 м/год. Эти данные противоречат таковым для других каменных глетчеров Швейцарии, Австрии и Франции, где отмечалось уменьшение скоростей в 2004 г. и увеличение их к 2007 г. (Delaloye et al., 2008). Причина – локальные особенности климата в горной долине, где находится каменный глетчер Furggentalti.

На юго-западе Швейцарских Альп со спутников в 1995–2000 гг. была обследована горная территория площадью около 1 500 км² (Lambie et al., 2008). Она располагается между 46°–46°30' с. ш. и 07°–08' в. д. На ней выявлено 280 активных глетчеров, зафиксированы неактивные и древние формы, которые авторы именуют реликтовыми каменными глетчерами. Материалы исследований свидетельствуют, что скорости смещения поверхностей каменных глетчеров различны. Авторы предлагают пять динамических групп. К первой отнесены каменные глетчеры с очень высокими скоростями (более 2 м/год), ко второй – с высокими скоростями (1–2 м/год), к третьей – со средними скоростями (от 0,2 до 1 м/год), к четвертой группе отнесены каменные глетчеры с малыми скоростями (от нескольких сантиметров до 0,2 м/год). В последнюю группу включены глетчеры, поверхностная скорость которых менее 1 см/год. Их следует рассматривать в качестве неактивных форм.

Редкая возможность познать внутреннее строение каменного глетчера представилась при строительстве гидротехнического сооружения в Пеннинских Альпах на юго-западе Швейцарии. Здесь для строительных нужд был полностью разобран каменный глетчер. Оказалось, что в его мерзлой толще присутствуют только линзы сегрегационного льда. Погребенный ледниковый лед в ней не обнаружен (Haeberli, 1985).

Недавно подведены некоторые итоги изучения каменных глетчеров (Haeberli et al., 2006). Они касаются, в основном, Альп Швейцарии. В статье рассмотрены колебания температур с 1987 по 2002 гг. в скважине на каменном глетчере Муртель в Швейцарских Альпах. Отмечено, что на глубине около 10 м температура мерзлой толщи менялась от –1,2°С до –2,6°С, а на глубине около 20 м – от –1,4°С до –2,1°С. Самые высокие температуры в первом случае отмечались в 1994 и 2001 гг., а самые низкие – в 1995 г. Во втором случае – в 1995 и 2001 гг. и в 1999 гг., соответственно. В этой статье обобщены сведения о строении сезонноталого (активного) слоя каменных глетчеров, о его строении и температурном режиме. Затем рассмотрено строение каменных глетчеров. Рассмотрены характеристики их каменной составляющей. Отмечено, что объемная льдистость этих форм рельефа обычно варьирует в пределах 40–70%. Приведены убедительные факты, свидетельствующие о неледниковом генезисе ледяных образований в мерзлой толще. Авторы считают, что необходимо дальнейшее совершенствование методов диагностики глетчерных льдов в каменных глетчерах. Ясно, что льды в них полигенетические. Но до сих пор полностью не решена проблема в отношении присутствия ледниковых льдов. Далее рассматриваются динамика и механизм движения каменных глетчеров. Отмечены факторы, определяющие эти процессы. Например, доказывается, что «холодные» каменные глетчеры движутся медленнее, нежели «теплые», для которых характерны более высокие температуры мерзлой толщи. Авторы заключают свое повествование призывами к расширению и совершенствованию исследований каменных глетчеров. Они считают, что это позволит познать аналогичные формы рельефа на Марсе и на других «ледяных» планетах.

Необходимо отметить одно из первых гидрологических исследований каменных глетчеров в Швейцарии. Оно коснулось трех активных форм, расположенных в верховье р. Реша ($46^{\circ}10'$ с. ш. и $7^{\circ}30'$ в. д.) – левого притока Роны. Они размещаются в интервале абсолютных высот 2650–2900 м (Tenthorey, 1992). Выявлены различия в питании родников их талыми водами. В одном случае преобладает питание за счет таяния постоянных снежников, в другом – льда каменных глетчеров.

Каменные глетчеры Швейцарии изучены наиболее детально и всесторонне. Им посвящено много десятков публикаций различного рода.

Альпы Италии. Первые публикации, непосредственно рассматривающие каменные глетчеры, относятся к 1940 и 1950-м годам. Они принадлежат К. Капелло (Barsch, 1996). Но систематическому исследованию каменных глетчеров положил начало в 1980-х годах К. Смираглия (Smiraglia, 1985).

В 1990-х годах проведена их инвентаризация (Guglielmin, Smiraglia, 1998). Выяснено, что в Альпах Италии насчитывается 1594 каменных глетчера. Из них в активном состоянии находятся 297, в неактивном – 914, древних, видимо, 351. Авторы публикации четко не разграничивают древние и неактивные образования такого рода. Каменные глетчеры в Альпах Италии занимают площадь в 220 км², их общий объем оценивается в 1 км³. Активные глетчеры размещаются в интервале абсолютных высот 2230–2831 м, неактивные и древние – 1744–2226 м. Отмечены случаи, когда активные каменные глетчеры размещаются и несколько выше, в диапазоне высот 3000–3200 м, а неактивные – 2830–3000 м (Smiraglia, Guglielmin, 1997). В основном они приурочены к склонам северных экспозиций. Их длина варьирует между 100 м и 600 м. В среднем она 448 м, а ширина – 281 м. В более ранней публикации сказано, что их длина колеблется в пределах 50–1140 м (Belloni et al., 1988).

Возраст активных каменных глетчеров составляет 1100–2200, неактивных – 2300–5000 лет (Dramis et al., 2003). В другой публикации упомянуты неактивные каменные глетчеры, возраст которых – более 5000 лет (Guglielmin, 1997).

Есть сообщение, что скорость каменного глетчера Писелла (47° с. ш. и 11° в. д.) в период 1986–1988 гг. достигала 42 см/год. Он расположен между 2848 и 2970 м абсолютной высоты. Его возраст несколько тысяч лет (Smiraglia, 1989).

Исследование двух активных каменных глетчеров – Писелла и Фоппа (северо-восток Альп Италии) – позволило сравнить растительные покровы на разных субстратах. Оказалось, что на поверхности активного глетчера, там, где отмечаются наибольшие скорости его движения, отсутствуют лишайники и мох. А сосудистые растения могут произрастать и на таких участках (Cannone, Gerdol, 2003).

На каменном глетчере Foscagno на северо-востоке Италии была пробурена в 1998 г. скважина до глубины 24 м. Она, видимо, первая на каменном глетчере в Альпах Италии. Ее географические координаты $46^{\circ}28'$ с. ш. и $10^{\circ}12'$ в. д. Устье скважины находится на абсолютной высоте 2510 м (Guglielmin et al., 2004). Кровля вечной мерзлоты была вскрыта на глубине 2,3 м. В интервале глубин 2,5–7,65 м зафиксирован массивный лед. Предполагается его ледниковый генезис. Глубже

ледяные прослойки перемежаются с песчано-гравийными селевыми отложениями, сцементированными льдом. Подошва вечномерзлой толщи обнаружена на глубине около 16 м. На глубине от 17,5 до 23,5 м залегает толща абляционной морены. Она покоится на филлитовой коренной основе. Ледяной массив состоит из двух основных частей: верхняя, в интервале глубин 2,5–4 м, представлена натечным льдом, нижняя, до глубины 7,65 м, по мнению авторов, является реликтовым ледниковым льдом. Этот лед сохранился благодаря многолетнему промерзанию отложений каменного глетчера.

Недавно обстоятельно исследованы пять активных каменных глетчеров в Приморских Альпах Италии у границы с Францией на пространстве между $44^{\circ}09' - 44^{\circ}17'$ с. ш. и $07^{\circ}00' - 07^{\circ}20'$ в. д. (Ribolini, Fabre, 2006). Они размещаются в интервале абсолютных высот 2420–2700 м. Площади их варьируют от 22 550 до 101 650 м². Самый длинный простирается на 660, самый короткий – на 130 м. Всего в невысоком, до 3297 м, горном массиве Аржентера выявлено 134 активных, неактивных и древних каменных глетчера. Около 85% из них приурочено к склонам северных экспозиций. Вечная мерзлота здесь распространена выше 2500 м. По мнению авторов публикации, неактивные и древние каменные глетчеры формировались в холодный период голоцена и в позднем плейстоцене. Каменные глетчеры массива Аржентера – самые южные в Альпах.

В этом же районе Приморских Альп изучались ледник и группа каменных глетчеров в долине Шиантала ($44^{\circ}17'$ с. ш. и 07° в. д.). Тщательные и многогранные исследования позволили предложить сценарий развития ледников и каменных глетчеров за последние 2500 лет (Ribolini et al., 2007). Вначале здесь находились два ледника. Наиболее интересна эволюция одного из них, назовем его восточным. К нему примыкал небольшой каменный глетчер осыпного генезиса. Примерно 1200 лет тому назад ледники исчезли. На месте восточного ледника из абляционной морены сформировался каменный глетчер, который слился с осыпным. Сверху к ним примыкала абляционная морена. В эпоху «малого ледникового периода» 400–600 лет назад возродился восточный ледник. К нему снизу примыкал каменный глетчер, более длинный, нежели ледник. В наше время ледник погребен под обломами пород. Ниже он переходит в каменный глетчер. Размеры его примерно в два раза превосходят погребенный ледник. Каменный глетчер спускается до 2450 м абсолютной высоты.

Сходный сценарий эволюции каменного глетчера во взаимосвязи с ледником в Тянь-Шане был представлен в монографии А.П. Горбунова и С.Н. Титкова (1989).

Несмотря на приморское положение региона, активные каменные глетчеры, как и вечная мерзлота, простираются вниз примерно до 2500 м абсолютных высот, как и в Джунгарском Алатау, который находится примерно на тех же географических широтах, но близ центра Евразийского материка, т. е. в континентальных условиях.

Альпы Франции. Сведения о географии каменных глетчеров Альп Франции относительно ограничены. Первые публикации о них появились в 1940-х годах (Barsch, 1996). Однако систематическое их изучение начинается в конце 1970-х,

но, в основном, с начала 1980-х. Пионером таких исследований явились Б. Франку (Franco, 1977) и М. Эвин (Evin, 1982). Наибольшее число публикаций, их около 40, принадлежат Мишель Эвин. В них отражены ее обстоятельные исследования каменных глетчеров Франции в 1980–1990-х годах.

Каменные глетчеры в Альпах Франции, как правило, небольшие. Активные разновидности располагаются обычно выше 2850 м, но наиболее крупные из них иногда проявляют активность и на уровне около 2500 м. Неактивные и древние образования прослеживаются вниз до 1500 м. Скорость движения первых варьирует от 8 до 50 см/год (Evin, 1987; 1990; персональные сообщения М. Эвин). Для определения этих скоростей на каменном глетчере Асти (44°45' с. ш. и 7° в. д.) впервые во Франции были использованы и обработаны фотограмметрическим методом аэрофотоснимки 1948–1980-х годов (Evin, 1982). Оказалось, что его скорость составляет около 8 см/год.

Многолетние исследования М. Эвин касаются морфологии, динамики, эволюции и внутреннего строения каменных глетчеров. Она широко применяла для изучения их внутреннего строения геофизические методы – электро- и сейсмондирование. Интересны некоторые детальные описания крупных каменных глетчеров близ границы с Италией, под 44°30' и 45° с. ш. Например, активный каменный глетчер Маринет 1, длина которого – почти 1000 м, располагается в интервале абсолютных высот 2400–2800 м. Но наиболее активная его часть находится выше 2533 м. Лед в теле каменного глетчера распределен неравномерно: местами отложения весьма льдистые, местами умеренно льдистые. Кое-где лед не обнаружен. Маринет 1 представляет собой сочетание неактивного и активного образований. Он примыкает к одноименному леднику. Каменный глетчер отличается классическим обликом (рис.19). На поверхности четко выражены дугообразные валы и ложбины. Часть этого каменного глетчера реактивизировалась в «малый ледниковый период», то есть в средневековье (Evin, 1987; Fabre, Evin, 1990; Evin et al., 1990).

М. Эвин детально описывает группу каменных глетчеров Лоуп. Она располагается в этих же местах в интервале высот 2800–3000 м. Длина самого крупного из них около 800 м. Самые древние каменные глетчеры формировались в позднем плейстоцене, а наиболее молодые – в «малом ледниковом периоде», то есть несколько сотен лет тому назад (Evin, 1987).

Детальное изучение динамики каменного глетчера Laurichard (45° с. ш. и 06° в. д.) позволило проследить его движение за 20-летний период (Bodin et al., 2008). Активный каменный глетчер осыпного генезиса размещается между 2425 м и 2650 м над уровнем моря. Его длина – около 500 м. В 1979 г. на поверхности каменного глетчера были маркированы 28 каменных глыб. Это позволило определить среднюю скорость движения его поверхности за 20 лет. Она оказалась равной 50 см/год. Скорость передвижения фронтального уступа составила 120 см/год. Поверхность каменного глетчера испытывает вертикальные поднятия и опускания. Эти перемещения незначительны – они измеряются первыми сантиметрами.



Рис. 19. Активный каменный глетчер Маринет, Альпы Франции. Фото С. Camus (Evin et al., 1990).

Недавно были проведены исследования внутреннего строения каменных глетчеров на севере Альп Франции. Они касаются района горного массива Гранд-Кас (3852 м). Его географические координаты $45^{\circ}30'$ с. ш. и 07° в. д. Для изучения строения каменных глетчеров был использован наземный радар, данные которого обрабатывались по новейшим методикам. Обследовалась группа каменных глетчеров, самый крупный из которых протягивается в длину почти на 700 м. Он размещается между 2200 и 2800 м над уровнем моря. Проведенные исследования позволили заключить, что эти неактивные каменные глетчеры имеют многослойную структуру. Она отражает несколько фаз их эволюции (Monnier et al., 2008).

По косвенным данным можно заключить, что всего в Альпах Франции имеются около 150 активных каменных глетчеров. А их всех – активных, неактивных и древних, не менее 600 (Evin, 1987).

Завершая региональный обзор каменных глетчеров Альп, необходимо сделать ряд замечаний, касающихся всей горной системы.

Особого внимания заслуживают исследования динамики каменных глетчеров в Альпах в связи с потеплением климата. В недавней публикации (Delaloye et al., 2008) приведено обобщение наблюдений такого рода на 16 каменных глетчерах. Большая часть их находится в Швейцарии – 10, в Австрии – 5, во Фран-

ции – 1. Самый южный и одновременно самый западный из них находится в Альпах Франции (45°01' с. ш. и 06°24' в. д.). Самым северным является каменный глетчер в Австрийских Альпах (47°03' с. ш.). Там же находится самый восточный – 13°17' в. д. В наиболее высоком интервале – 2810–2890 м – расположен небольшой исчезающий каменный глетчер на юго-западе Швейцарии. Ниже всех, до 2310 м, спускается самый северный из них в Австрийских Альпах. Он же и самый длинный (1400 м), и самый быстрый. В период 2003–2004 гг. его поверхность перемещалась со средней скоростью 3,15 м/год. Наименьшая скорость (0,02 м/год) была отмечена в 2003 г. у одного из самых малых по площади (0,02 км²) каменных глетчеров в Западной Швейцарии. Он явно теряет свою активность, что, видимо, связано с его незначительными размерами и низким высотным положением – 2340–2430 м. Поэтому из-за потепления происходит вытаивание льда в нем, что и определяет его переход из активного в неактивное состояние. Авторы публикации на основе своих многолетних наблюдений пришли к выводу, что с 2000 по 2007 гг. средние годовые температуры на поверхности изученных каменных глетчеров фиксируют два периода существенного потепления – в 2003–2004 гг. и с середины 2006 по 2007 гг. Заметное похолодание отмечено в самом конце 2002 г. Но особенно продолжительным оно было с 2004 по 2006 гг. Пики потепления приходятся на 2003 г., на первую половину 2004 г. и на 2007 г. В начале 2008 г., как кажется, вновь начинается некоторое похолодание.

Всего в Альпах около 6 000 каменных глетчеров. Альпы являются своеобразным полигоном, на котором отрабатываются различные методы исследований каменных глетчеров.

Апеннины

В Центральных Апеннинах, под 42° с. ш., где находится одна из высочайших вершин этих гор – Амаро (2792,7 м), обнаружено 7 каменных глетчеров (Dramis, Kotarba, 1952; Belloni et al., 1993). Они размещаются на склоне северо-восточной экспозиции в интервале абсолютных высот 2200–2600 м. Самый крупный достигает в длину 500 м, в ширину – 200 м. Он оканчивается у изогипсы 2280 м. Среди них только один каменный глетчер – активный, остальные неактивные. Активный расположен в интервале высот 2539–2600 м. У его фронтального откоса средние годовые температуры воздуха –1,5°С. Сам откос имеет «свежий» вид, на нем отсутствуют лишайники. Это обстоятельство свидетельствует о его подвижности. Размеры активного каменного глетчера: длина около 200 м, максимальная ширина 150 м. Его активность определяется присутствием в нем ледяного вечномерзлого ядра.

Всего в Центральных и Южных Апеннинах обнаружен 41 каменный глетчер. Все, за исключением одного, находятся в неактивном состоянии. Нижняя граница размещения неактивных форм располагается на абсолютной высоте 1570 м.

Каменные глетчеры в Апеннинах были активными в более засушливые климатические периоды – 8000, 3700–3200 и, возможно, 1200 лет тому назад (Dramis et al., 2003).

Пиренеи и горы Мезеты

Каменные глетчеры распространены, главным образом, в Пиренеях, на границе Испании и Франции. Первые сведения о них появились в 1970-х годах. Однако их систематическое изучение начинается в следующем десятилетии. Исследуются преимущественно те из них, которые распространены в испанской части Пиренеев. Здесь, на площади 60 500 км², насчитывается 170 активных и неактивных их разновидностей (Chueca, 1991). Самый крупный из активных глетчеров осыпного генезиса достигает в длину 700 м при максимальной ширине 300 м.

Каменные глетчеры всех стадий развития (древние, неактивные и активные), преимущественно, размещаются между 2160 м и 3000 м над уровнем моря. Они по своему генезису относятся к осыпным (присклоновым) и ледниковым (приледниковым). Активные каменные глетчеры распространены в интервале абсолютных высот 2600–3060 м, то есть в поясе вечной мерзлоты (Lugon et al., 2004).

Недавно появилось сообщение о скорости движения каменного глетчера Бисберрис, который находится в испанской части Пиренеев, под 42°36' с. ш. и 0°49' в. д. Располагается он в интервале высот 2570–2780 м. Его длина – 680 м, средняя ширина – 250 м. Наблюдения за скоростью движения каменного глетчера проводились с 1993 по 2003 гг. Они велись по трем поперечным профилям – на нижнем, среднем и верхнем участках. На первом профиле скорость движения составила 13,34, на втором – 10,65, на третьем – 8,72 см/год. Одновременно фиксировались вертикальные смещения поверхности по тем же профилям. На первом участке поверхность проседала на 5,27; на втором – на 7,10; на третьем – на 5,00 см/год (Chueca, Julian, 2005).

О каменных глетчерах французской части Пиренеев сведения скудны. Полагают, что их там около 130. Однако эта цифра нуждается в уточнении.

Недавно активный каменный глетчер обнаружен в Сьерра-Неваде, что на юге Испании. Он приурочен к абсолютным высотам 3100–3150 м, его длина всего 180 м. В этих горах находится самый южный в Европе (37° с. ш.) небольшой массив вечной мерзлоты. Распространена она выше 2950 м (Tanarro et al., 2001; Harris et al., 2003).

В одной последней публикации этот самый южный в Европе каменный глетчер именуется Корраль-дель-Велета. Впервые для определения его динамики использованы методы геоматики (математики). Выяснилось, что характер движения каменного глетчера определяется локальными климатическими условиями, особенно продолжительностью снежного покрова. Ежегодно, начиная с начала сентября 2001 г., наблюдения за его динамикой выполняются с помощью математических измерений. Кроме того, в июле 2006 г. были выполнены геодезические работы с целью определения динамики каменного глетчера в летний период (Sanjouse et al., 2007).

На севере Испании, в Кантабрийских горах (43° с. ш.), отмечен древний каменный глетчер на абсолютной высоте 2140 м (Brosche, 1978). Судя по приведенной автором фотографии, он прекрасно сохранился: на его поверхности про-

смаатриваются четкие дугообразные валы и ложбины. По своему облику он в большей степени похож на неактивный каменный глетчер.

В Иберийских горах, в массиве Сьерра-де-ла-Деманда ($43^{\circ}20'$ с. ш. и 03° з. д.) на абсолютных высотах около 2000 м, обнаружены многочисленные древние каменные глетчеры, которые формировались в конце позднего плейстоцена и раннем голоцене (Burgos, Javier, 1985).

Отмечено присутствие древних каменных глетчеров и в других горах Испании – в Сьерра-де-Гвадаррама (41° с. ш., высота гор до 2430 м над уровнем моря) и в Сьерра-де-Гредос ($40^{\circ}30'$ с. ш., высота гор до 2592 м).

Горы Британских островов (горы Шотландии и Ирландии)

В горах Кэрнгорна (Шотландское нагорье) под 57° с. ш. находится вторая по высоте вершина Британских островов гора Бен-Макдуй (1309 м). В горах обнаружены древние каменные глетчеры выше 850 м и предосыпные валы (protalus ramparts), примерно на тех же высотах (Sissons, 1980). Всего отмечено семь каменных глетчеров. Самые крупные, судя по схематической карте автора, достигают в длину 300–400 м. Высота фронтального уступа – порядка 6–10 м. На поверхности некоторых каменных глетчеров сохранились дугообразные валы и ложбины. Отмечены каменные глетчеры разной конфигурации.

Предосыпные валы достигают в высоту 10 м. В данном случае эти валы не являются эмбриональными каменными глетчерами, как в Карпатах, а образованы снежными лавинами.

Древние каменные глетчеры формировались в конце позднего плейстоцена или в самом начале раннего голоцена.

Древний каменный глетчер отмечен на острове Джура, который находится у западного берега Шотландии (56° с. ш. и 6° з. д.). Длина лопастного каменного глетчера – 180 м, ширина – 380 м, площадь – 45 000 м², объем – 185 000 м³. Он образовался в конце позднего плейстоцена (Dawson, 1977).

Древний лопастной каменный глетчер находится в горном массиве Макиш (Muckis) на крайнем севере Ирландии ($55^{\circ}06'$ с. ш. и 08° з. д.). Его длина чуть более – 250 м, ширина – около 500 м. Он размещается между высотами 105 и 275 м над уровнем моря. В этом же месте отмечены древние предосыпные валы (protalus ramparts). Формирование каменного глетчера происходило на рубеже раннего плейстоцена и голоцена, то есть 10–11 тысяч лет тому назад (Wilson, 1990).

В горах примерно этого же региона Ирландии (55° с. ш. и 8° з. д.) обнаружены обломочные накопления на склонах, очень похожие на реликтовые (позднеплейстоценовые) каменные глетчеры осыпного генезиса и древние же предосыпные валы. Автор публикации сомневается в отношении их происхождения. Возможно, что это древние обвальные массивы. Самый крупный из них, имеющий объем 4,75 млн. м³, располагается на склоне горы Эрригал (751 м) в пределах абсолютных высот 300–700 м. Судя по опубликованной фотографии, это образование – древний каменный глетчер (Wilson, 2004).

Таким образом, в горах Южной и Западной Европы наиболее примечательными в отношении каменных глетчеров являются Альпы, Пиренеи и Апеннины. В них насчитывается около 6 300 каменных глетчеров всех возрастных генераций. В других горах рассматриваемого региона они представлены только древними формами.

2.1.8. Северная Европа

Скандинавия

Наиболее привлекательны в отношении каменных глетчеров горы Норвегии. Одно из первых описаний каменных глетчеров Норвегии появилось в конце 1979-х годов. Оно касается гор полуострова Линген (70° с. ш. и 20° в. д.). Здесь каменные глетчеры ледникового генезиса распространены в интервале абсолютных высот 330–480 м (Griffey, Whalley, 1979). Предполагается, что образование этих каменных глетчеров связано с обвалом, который обрушился на два спаренных ледника в XIX в. Это определило очень высокие их скорости продвижения. Один из них двигался до 1954 г. в среднем со скоростью 8 м/год.

Каменные глетчеры встречаются и в горах прибрежных островов. В частности, на Лофотенских островах (Северная Норвегия) обнаружены древние каменные глетчеры, которые сформировались 15–16 тысяч лет назад (Peulvast, 1981).

В Норвегии не менее 150 каменных глетчеров (Sollid, Sorbel, 1992). Севернее 71° с. ш. они спускаются почти до уровня моря, на юге, под 62° с. ш., распространены выше 1500 м, то есть в поясе вечной мерзлоты.

В горах Швеции каменные глетчеры не исключены. Видимо, там они редки, поэтому не привлекают внимание исследователей. Можно предположить, что они распространены между 65°40'–69° с. ш. и 15–17° в. д., но, в основном, сосредоточены в районе Кебнекайсе (68° с. ш.–18° в. д.) и Сарека (67° с. ш.–17° в. д.). Об этом косвенно свидетельствуют фотографии и другие материалы в статье Г. Эстрема (Östrem, 1964).

В Финляндии из-за особенностей рельефа и в прошлом, и в настоящем времени, благоприятные условия для формирования каменных глетчеров отсутствовали и отсутствуют.

Шпицберген

На архипелаге повсеместно распространена вечная мерзлота, на уровне моря ее мощность составляет около 150 м, в горах – более 500 м (Sollid, Sorbel, 1992).

Еще в 1960-х годах сведения о каменных глетчерах на этом приполярном архипелаге отсутствовали. Их обычно именовали псевдоморенами, боковыми моренами древних ледников, террасовидными уступами или нивально-осыпными грядами (Троицкий, 1971). Позднее большую часть этих форм рельефа стали относить к каменным глетчерам.

Активные и неактивные каменные глетчеры приурочены, в основном, к западной части острова Западный Шпицберген, где покровное оледенение несколько меньше развито, нежели на востоке.

Наиболее значительная плотность размещения каменных глетчеров отмечена на острове Земля Принца Карла, что у западного побережья архипелага. Каменные глетчеры распространены между $80^{\circ}15'$ и $76^{\circ}30'$ с. ш. Они спускаются почти до уровня моря. Их верхний предел формирования приурочен, как правило, к стометровой изогипсе.

Большая часть каменных глетчеров осыпного генезиса, т.е. они присклоновые. Именно здесь они приобретают классическую форму присклоновых образований (рис. 20). Их длина обычно составляет около 100–200 м, редко достигает 500 м. Часто ширина таких каменных глетчеров несколько превосходит их длину.

Всего в архипелаге около 500 активных и неактивных каменных глетчеров. Скорость движения активных разновидностей обычно 3–5 см/год, максимальная – около 10 см/год. Отмечены по две или три ступени (наплыва) на некоторых каменных глетчерах. На активных формах встречаются термокарстовые просадки.

На Шпицбергене обнаружено уникальное явление: формирование активных каменных глетчеров за счет снежных лавин. Это повторная констатация такого процесса после исследований П. Джонсона в Канаде (Johnson, Nickling, 1979; Humlum et al., 2007).



Рис. 20. Осыпные каменные глетчеры на Шпицбергене. Фото L. Sollid (Barsch, 1996).

Исландия и Фарерские острова

Исландия. Вечная мерзлота в горах Исландии распространена выше 800–900 м. К этому высотному уровню приурочена и нижняя граница размещения каменных глетчеров. Относительно детально изучен один из них на севере острова. Его координаты 65°20' с. ш. и 18°20' з. д. (Martin, Whalley, 1987). Спускается он до абсолютной высоты 850 м. Объемная льдистость каменного глетчера близка к 50%. На поверхности встречаются термокарстовые просадки. Проведенные здесь с 1977 по 1985 гг. наблюдения свидетельствуют о его слабой активности; видимо, он переходит в неактивное состояние. Авторы публикации считают, что по происхождению он относится к ледниковым образованиям.

На севере острова в горах Троллскаги описан и другой каменный глетчер. Он расположен на абсолютной высоте около 1000 м. Его длина – 500 м. В течение 16 лет скорость перемещения каменного глетчера, в среднем, составляла 25 см/год. Он интересен тем, что в его естественном обнажении зафиксирован крупный массив глетчерного льда. Авторы заметки приводят этот факт в качестве доказательства ледникового генезиса каменных глетчеров (Whalley et al., 1994).

В относительно недавней публикации (Etzelmueller et al., 2007) появилось некоторое обобщение по каменным глетчерам острова. Отмечено, что активные каменные глетчеры сосредоточены в шести местах Центральной, Северной и Северо-Восточной Исландии. Особенно крупное их скопление выявлено на севере острова к западу от города Акюрейри, в горном массиве под 65°30' с. ш. и 18°30' з. д. Здесь размещаются 129 активных каменных глетчеров. Они приурочены к интервалу абсолютных высот 700–1130 м. Измерялись скорости движения у двух каменных глетчеров. У одного она составила 0,7, у другого – 0,25 м/год. В рассматриваемой публикации отсутствуют сведения о количестве каменных глетчеров по остальным пяти горным районам Исландии. Но косвенные данные свидетельствуют, что всего на острове существует около 150 активных каменных глетчеров. Неактивные и древние глетчеры в статье не упомянуты. Возможно, что они в уникальной природной обстановке Исландии недолговечны.

Фарерские острова. Эти гористые острова расположены между Скандинавией и Исландией. На острове Сувурой (61°30' с. ш.), который находится на юге архипелага, обнаружены три участка с древними каменными глетчерами (Humlum, 1998 а). Все 12 каменных глетчера являются древними: они сформировались на рубеже позднего плейстоцена и голоцена, когда здесь повсеместно была распространена вечная мерзлота. Ныне она приурочена к самым высоким вершинам гор архипелага.

Каменные глетчеры относятся по своему генезису к осыпным и ледниковым. Самый крупный достигает в длину 1200 м, самые малые – 50–150 м. Толщина – от 10 до 25 м. Верхняя граница их распространения – 300 м, нижняя – несколько метров над уровнем моря.

Таким образом, в Северной Европе каменные глетчеры сосредоточены, главным образом, на Шпицбергене, в Исландии и в Норвегии. Всех их возрастных

разновидностей немногим более 800. Наиболее обстоятельно изучены они в горах Шпицбергена.

2.1.9. Техногенные каменные глетчеры Евразии

Техногенные каменные глетчеры формируются из искусственных отвалов грубообломочных масс на горных склонах там, где возможно многолетнее промерзание. Для этой группы характерны необычно быстрые подвижки, сопровождаемые оползнями и грязекаменными потоками. Поэтому такого рода образования можно именовать – каменные глетчеры-серджи.

Кольский техногенный глетчер. Кольский полуостров, Хибины, гора Расвумчорр (67°45' с. ш. и 33°30' в. д.). Это один из наиболее хорошо изученных техногенных каменных глетчеров (Красносельский, 1984).

Разработка апатитов здесь начата около 80 лет тому назад. В шестидесятых годах XX в. здесь был открыт новый рудник. При вскрытии рудных тел огромные массы пустой породы пришлось перевозить на большегрузных самосвалах по плато Расвумчорр и ссыпать глыбовый материал на его северный склон. Работы велись круглый год, поэтому обломки камней перемешивались со снегом. Весной и летом снег таял, и воды просачивались в толщу отвала, а в нем сохранялись отрицательные температуры. Талая вода замерзала, лед цементировал обломки и в итоге образовалась ледово-каменная толща. Давление на нее с каждой новой порцией отсыпки, непрерывно возрастало. Настал момент – примерно через год с начала работ – и масса, состоящая из камней и льда, стала медленно сползать вниз по склону – сформировался рукотворный каменный глетчер. Оказалось, что его льдистость составляет около 50%. Местами были обнаружены линзы чистого льда мощностью до 2 м. Температура в отвале снизилась до –1,2°C. Отвал при своем движении все больше и больше становился похожим на каменный глетчер: на его поверхности появились дугообразные валы, сформировался крутой фронтальный откос. Когда каменный глетчер достиг участка с более крутым уклоном (около 30°), его скорость увеличилась, произошел разрыв мерзлого тела, и масса, объемом около 4 млн. м³, обрушилась вниз в долину небольшой речки. Каменный глетчер преобразовался в своеобразный оползень-сель, который пронесся по боковой долине 2,5 км и вышел в главную долину р. Коашва. Очень повезло, что на пути оползня-селя не оказалось поселений, поэтому обошлось без жертв и разрушений.

Норильский техногенный каменный глетчер находится на северо-западной окраине плато Путорана на горе Рудная (69°30' с. ш. и 88°00' в. д.). Здесь на склоне северной экспозиции расположен техногенный отвал обломков породы, который сформировался при вскрытии рудного тела близ г. Норильск. При отсыпке обломки горных пород перемешивались в течение долгой зимы со снегом, одновременно подвергаясь многолетнему промерзанию. В итоге сформировалась ледово-каменная толща. Складирование обломков в отвал происходи-

ло в течение 25 лет и закончилось в 1984 г. Мощность отвала достигла местами 120 м, объем – 60 млн. м³. Высокая льдистость отвала предопределила его подвижность, он начал перемещаться по уклону наподобие каменного глетчера. Его средняя скорость движения составляла 40 мм/сутки, временами достигая 1 м/сутки (Grebenets et al., 1998; Гребенец, Титков, 2006). В процессе своего движения техногенный каменный глетчер разрушил водовод и перегородил долину р. Медвежий ручей, сформировав подпрудное озеро. Впоследствии вода из озера размыва плотину из льдистого грунта и возник селевой поток, который разрушил автодорожный мост и ряд сооружений. Дальнейшее продвижение каменного глетчера продолжает угрожать различным инженерным сооружениям.

Техногенный каменный глетчер месторождения Кубака (63°41' с. ш. и 160° в. д.) расположен на Колымском нагорье, в юго-восточной части Омолонского горного массива (Магаданская область). Отвалы находятся на абсолютной высоте около 700 м (Галанин и др., 2006). Каменный глетчер Кубака находится в стадии формирования. Он еще заметно не деформирован.

Кумторский техногенный каменный глетчер (41°50' с. ш. и 78°20' в. д.). Северо-западный макросклон хребта Акшийрак (Внутренний Тянь-Шань). Длина каменного глетчера – около 1000 м, расположен он в интервале абсолютных высот 3800–4100 м. Глетчер образовался в результате начавшейся в 1996 г. круглогодичной отсыпки грубообломочного материала на склон долины ледника Лысый крутизной 25–30°. К настоящему времени техногенный каменный глетчер частично перекрыл поверхность ледникового языка и имеет на своей поверхности морфологические признаки активного движения (рис. 21).

Каменные глетчеры Кубака и Кумторский находятся в стадии формирования. Они еще заметно не деформированы.

Следует заметить, что в известной классификации А. Корте (Corte, 1987) отмечены техногенные каменные глетчеры. Видимо, автор имел какие-то сведения о них в Андах.

Заканчивая рассмотрение каменных глетчеров Евразии, следует заметить, что они крайне слабо изучены в горах Восточной Сибири, на юге Дальнего Востока и на Камчатке. Не исключено, что, кроме хребтов Черского и Сунтар-Хаята, каменные глетчеры распространены в горной системе Верхоянского хребта, в его наиболее высокой части – в хребте Орулган. Он поднимается до высотной отметки 2389 м и подвержен современному оледенению. На северо-восточной – наиболее возвышенной (до 1146 м) окраине гор Бырранга (76° с. ш.) они не обнаружены (устное сообщение В.А. Сараны).

Исследования каменных глетчеров не охватили полностью горы Дальнего Востока. Не исключено, что они присутствуют в горах Центральной Камчатки. В горах Сихотэ-Алинь отмечены формы, напоминающие древние каменные глетчеры; современные образования такого рода не найдены. В горах Северной Кореи не исключено наличие одиночных древних каменных глетчеров.

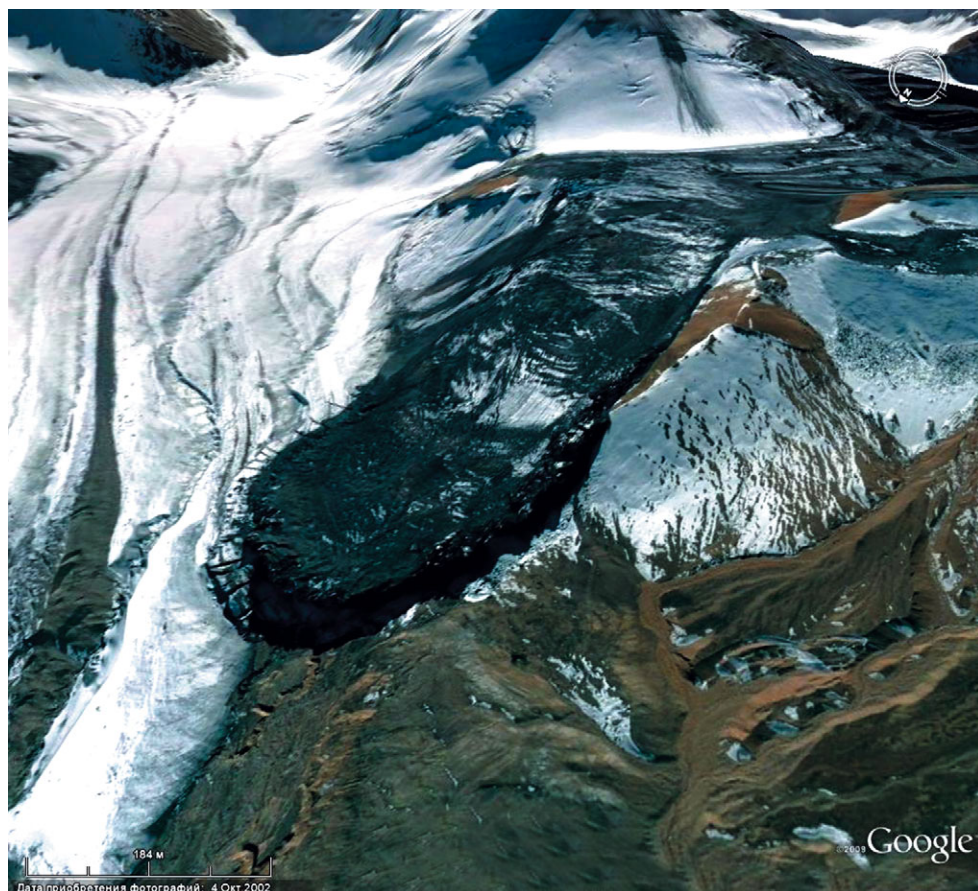


Рис. 21. Техногенный каменный глетчер на месторождении Кумтор, Внутренний Тянь-Шань, $41^{\circ}52'30.11''$ с. ш. и $78^{\circ}12'24.56''$ в. д. (<http://www.google.ru>).

Перспективен в отношении каменных глетчеров Монгольский Алтай. В Хэн-тэе и в Гобийском Алтае возможны находки только древних каменных глетчеров. До сих пор отсутствуют сведения о каменных глетчерах в хребтах Тибетского нагорья. Для их развития здесь есть все необходимые условия – вечная мерзлота, умеренная увлажненность, достаточная расчлененность рельефа. По самым осторожным оценкам, в горах Тибетского нагорья размещается много сотен каменных глетчеров.

Вероятно, каменные глетчеры присутствуют и в Карлыктаге – восточной окраины Тянь-Шаня.

Слабая изученность каменных глетчеров не позволяет сколько-нибудь определенно оценить их общее количество в Евразии. Можно лишь предположить, что всего их не менее 33 500.

2.2. Африка

2.2.1. Атлас

В Высоком Атласе (31°–32° с. ш., абсолютная высота – до 4165 м) и в Среднем Атласе (33° с. ш., высота – до 3340 м) отмечены древние каменные глетчеры, «щебневые ледники», по терминологии К.К. Маркова (Марков, 1961). В Высоком Атласе их несколько. Они располагаются несколько ниже 3000 м. Наиболее крупный протягивается на 5 км, три других находятся в массиве Бу-Наср (Средний Атлас) на высотах около 2500 м. Все они сформировались в позднем плейстоцене, когда граница пояса вечной мерзлоты располагалась примерно на уровне 2300 м. Каменные глетчеры, вероятно, имеют ледниковый генезис. В настоящее время вечная мерзлота, по нашему предположению, распространена только в Высоком Атласе, выше 3700–3800 м. Но какие-либо конкретные данные на этот счет до сих пор отсутствуют.

2.2.2. Горы Тибести (Сахара)

Здесь, на восточном склоне горного массива Моускорбе (Mouskorbe), 3376 м, 21°30' с. ш., находится древний каменный глетчер. Его длина – 2 км, объем – 15 000 000 м³ (Messerli, 1972). Располагается он между 2200 и 3000 м над уровнем моря. Ныне на этих высотах средние годовые температуры воздуха – 15°C и 10°C соответственно. Во время формирования глетчера они были как минимум на 12–14°C ниже современных. Б. Мессерли полагает, что каменный глетчер сформировался в предпоследнее оледенение. Может быть, он еще древнее. Известно, что в условиях крайне аридного климата ледниковые и перигляциальные формы рельефа способны сохраняться в течение весьма длительного времени. Например, в районе Мендосы (Аргентина) распространены морены, кары и древние каменные глетчеры плиоценового и раннеплейстоценового возраста (Горбунов, 2006 б).

2.2.3. Кения

В Кении, на западном, то есть на наиболее холодном склоне горы Кения, находятся три реактивизированных каменных глетчера на абсолютных высотах 4100–4200 м (Mahoney, 1980). Их облик свидетельствует о том, что в недавнее время, видимо в «малый ледниковый период», из неактивного состояния они перешли в активное, то есть стали подвижными.

Средняя годовая температура воздуха на высотном уровне 4160 м ныне составляют около 3°C, а температура в крупнообломочной толще каменного глетчера на глубине 0,8 м 5 августа 1976 г. оказалась отрицательной – -4,1°C. Автор публикации считает, что каменные глетчеры сформировались в самом конце позднего плейстоцена, а реактивизация их произошла в последнее тысячелетие голоцена.

Обнаружен каменный глетчер и на юго-восточном склоне Кении на абсолютной высоте 4750 м (Grab, 1996). Его длина – 380, ширина – 340 м. Он возвышается над поверхностью осыпного склона на 30 м. На поверхности каменного глетчера сохранились четкие поперечные серповидные валы и ложбины. Первые достигают в высоту 4 м. Крутизна фронтального откоса каменного глетчера порядка 32°. Он почти полностью лишен растительного покрова. На глубине 1 м температура – порядка 3,6°C. Автор предполагает, что на глубине нескольких метров она становится отрицательной, так как там находится толща вечной мерзлоты – свидетельство многолетнего промерзания в прошлый этап голоцена. В настоящее время средние годовые температуры воздуха на высотном равне 4200 м составляет около 4°C. Расчеты показывают, что нулевая среднегодовая изотерма воздуха здесь находится на высоте, близкой к 4850 м. Поэтому похолодание на 2°C вполне могло привести к многолетнему промерзанию осыпи и формированию каменного глетчера.

По соседству с каменным глетчером на тех же абсолютных высотах, но на северо-восточном склоне, обнаружены предосыпные валы (protalus ramparts), которые многие исследователи относят к эмбриональным каменным глетчерам. Автор публикации заключает, что каменный глетчер Ленана (так он его именуется) еще полностью не потерял активность. Следуя рассуждениям С. Граба, можно предположить, что каменный глетчер был активным в «малый ледниковый период», то есть несколько сотен лет тому назад.

2.2.4. Южная Африка

В Южной Африке (31–28° ю. ш.) распространены только древние каменные глетчеры. Сейчас вечная мерзлота в горах региона отсутствует. В прошлом – 27–13 тысяч лет тому назад – многолетнему промерзанию подвергались горные вершины Южной Африки выше 3000 м. На юге, в Драконовых горах, островная вечная мерзлота была развита в то время даже на высотах около 2000 м (Lewis, 1994).

Древние каменные глетчеры и предосыпные валы формировались в позднем плейстоцене выше 2000 м над уровнем моря. Тогда на этой высоте в условиях засушливого климата, средние годовые температуры воздуха были порядка –2°C. Развитие каменных глетчеров в Драконовых горах началось 27 000 лет назад, а 13 000 лет тому назад они утратили свою активность. Два самых крупных из них обнаружены в юго-западной части Драконовых гор, под 31° ю. ш. Они достигают в длину 400–550 м, а в ширину 160–190 м. Толщина их – около 20 м. Расположены древние каменные глетчеры в интервале абсолютных высот 1840–2135 м (Lewis, Hanvey, 1993).

Таким образом, Африка является ареной распространения главным образом древних каменных глетчеров. Но предполагается, что на экваторе континента, в массиве потухшего вулкана Кения есть реактивизированные каменные глетчеры, которые отличаются малой активностью. Однако здесь необходимо продол-

жить исследования, которые позволили бы получить более ясное представление о природе каменных глетчеров Кении.

2.3. Австралия и Океания

В Австралии и почти на всех островах Океании, за исключением Новой Зеландии и Тасмании, каменные глетчеры отсутствуют, или, по крайней мере, до сих пор не обнаружены. Однако можно осторожно предположить, что в наиболее возвышенной и более расчлененной части Австралийских Альп сохранились редкие фрагменты древних (плейстоценовых) каменных глетчеров. Видимо, такую же картину можно наблюдать и на Новой Гвинее, в горах Маоке и в хребте Бисмарка. Но информация о таких образованиях отсутствует.

2.3.1. Новая Зеландия

Условия для формирования каменных глетчеров более или менее благоприятны на юго-восточном макросклоне водораздельного хребта Южного острова Новой Зеландии. На северо-западном макросклоне этого хребта чрезвычайно влажно, что определяет широкое развитие оледенения, которое не благоприятствует образованию каменных глетчеров. Здесь они, видимо, отсутствуют или редки. Во всяком случае, каменные глетчеры не упоминаются в публикациях.

Первые сведения о каменных глетчерах к востоку от водораздельного хребта появились в 1967 г. (McGregor, 1967). Автор статьи изучал их в 42 км к югу от горы Кука (3754 м) в центральной части хребта Бен-Охау (44°00' ю. ш. и 170°00' в. д.), он является отрогом главного водораздельного хребта Южных Альп и протягивается на юг на 60 км вдоль долины р. Тасман и оз. Пукаки. В центральной части хребта автор выявил, судя по его схематической карте, 12 активных каменных глетчеров. Все они приурочены к склонам западной, южной и восточной экспозиций. Высотный интервал размещения каменных глетчеров не указан. Видимо, не все они попали в сферу внимания автора. Так, на фотографиях под номерами 5 и 6 присутствуют формы рельефа, очень похожие на неактивные каменные глетчеры. Но исследователь именует их голоценовыми моренами.

В публикации другого исследователя (Jeanneret, 1975) приводятся сведения о 27 активных каменных глетчерах. Автор получил данные о них по аэрофотоснимкам. Каменные глетчеры находятся в трех восточных отрогах водораздельного хребта – в горах Бурнетт, Ту Тумс и Крейгиберн, между 43°50' и 42°50' ю. ш. На юге этих регионов они размещаются выше 1700 м, на севере – 2200 м. Все – на склонах юго-юго-восточных экспозиций. Их средняя длина варьирует в пределах 200–430 м (Barsch, 1996). Ф. Жиннерет оконтурил область распространения каменных глетчеров в Южных Альпах. Она представлена полосой, которая протягивается от 44°30' до 42°45' ю. ш. Длина ее – 400 км, средняя ширина – порядка 50 км. Следовательно, каменные глетчеры распространены на площади около 20 000 км².

Сведения о каменных глетчерах осыпного генезиса и о забронированных ледниках (debris-mantled glacier) Бен-Охау приведены в статье группы авторов (Brazier et al., 1998). Они насчитали в этом хребте 10 активных, 31 древний или неактивный каменный глетчер и 12 забронированных ледников. Все они располагаются выше 1500 м над уровнем моря.

Самые последние сведения о каменных глетчерах Южных Альп помещены в коллективной публикации (Allen et al., 2008). Исследования проводились в хребте Бен-Охау, в районе горы Сефтон (3151 м, 43°50' ю. ш. и 170°00' в. д.), то есть примерно в 13 км к югу от горы Кука. Авторы считают, что вечная мерзлота на склонах южных экспозиций, возможно, простирается вниз до 1930 м, а на северных – до 2880 м абсолютной высоты. Это первые оценки такого рода. Но еще в 1978 г., на основе косвенных данных, А.П. Горбунов высказал предположение, что в срединной части Южных Альп высотный уровень нижней границы пояса вечной мерзлоты приурочен в среднем к изогипсе 2000 м (Gorbunov, 1978).

Здесь на площади 225 км² было выявлено 13 активных и 51 древний каменный глетчер. Кроме того, на площади 35 км² отметили пять забронированных ледников. Авторы не отличают неактивные каменные глетчеры от древних. Активные каменные глетчеры размещаются в интервале абсолютных высот 1900–2400 м, древние – 1500–2150 м. Для сравнения заметим, что в Джунгарском Алатау (под 44° с. ш.) границы пояса вечной мерзлоты и активных каменных глетчеров находятся примерно на 500 м выше таковых в Южных Альпах Новой Зеландии.

Итак, на Южном острове Новой Зеландии имеется не менее 64 каменных глетчеров всех возрастных генераций. Они нуждаются в более детальных исследованиях, которые позволили бы отделить неактивные каменные глетчеры от древних.

2.3.2. Тасмания

На острове встречаются только древние каменные глетчеры. Большая часть их расположена в полосе длиной 3,1 км по юго-западному склону массива Олимпус (1463 м, 42°10' ю. ш.) в интервале абсолютных высот 1188–1370 м. В горном массиве Гелл (1432 м, 42°15' ю. ш.) выявлены самый низко расположенный каменный глетчер (1097 м) и самый крупный – длиной 1,6 км (на высоте 1173 м).

В настоящее время средняя годовая температура воздуха на высоте 1220 м составляет 5,3°C. В позднем плейстоцене или на рубеже его и голоцена она была порядка –1 или 2°C. Следовательно, разница составляет около 7°C (Derbyshire, 1973).

2.4. Северная Америка и Гренландия

2.4.1. Гренландия с ближними островами

В Гренландии были проведены первые в мире исследования каменных глетчеров. По сообщению О. Хумлума (Humlum, 1982) первая публикация о них принадлежит К.Дж.В. Стеенструпу (K.J.V. Steenstrup), которая вышла в свет на

датском языке в 1883 г. Название этой статьи в переводе на русский язык примерно таково: «К познанию ледников и льда в Северной Гренландии». Каменные глетчеры он рассматривал как «мертвые ледники». В то время еще отсутствовал термин «каменные глетчеры». В последующие годы в ряде публикаций упоминались под разными наименованиями каменные глетчеры Гренландии (Humlum, 1982). Однако основные и весьма обстоятельные исследования каменных глетчеров здесь проводились с конца 1970-х годов О. Хумлумом.

Каменные глетчеры обнаружены в различных частях Гренландии: на крайнем севере под 82° с. ш., на восточной ее окраине под 73° с. ш., на западном

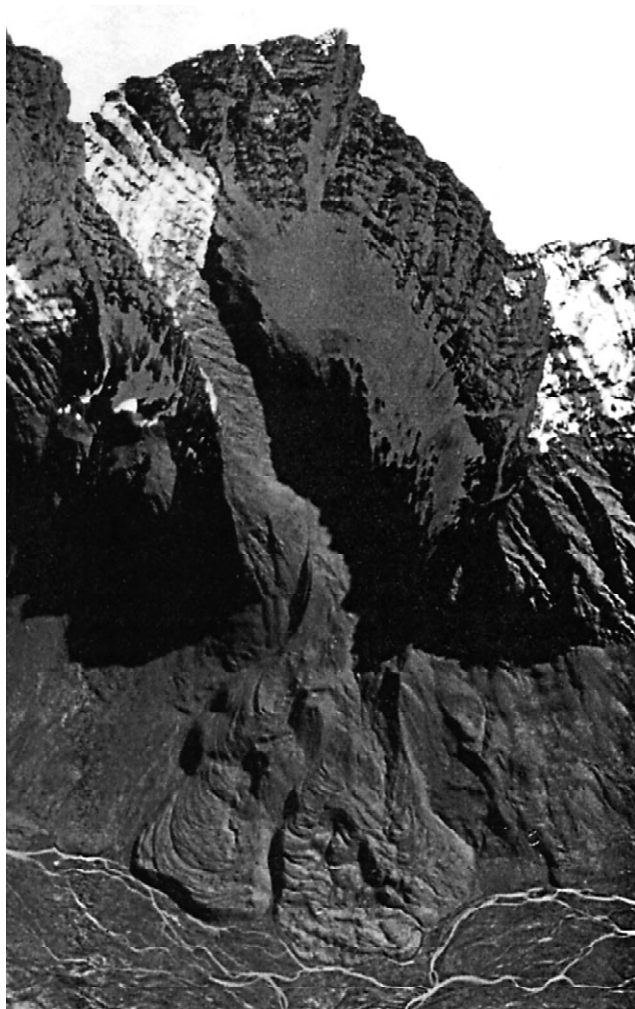


Рис. 22. Активный и неактивный каменные глетчеры на острове Диско, Гренландия (Humlum, 1982).

побережье под 71° и 67° с. ш. Но особенно примечательным в этом отношении является гористый остров Диско у западного побережья Гренландии (70° с. ш. и 53° з. д.), высота которого достигает 1904 м. Этот остров (площадь его 8575 км^2) – настоящее царство каменных глетчеров, их здесь порядка 1700, а ледников – около 1000 (Humlum, 1999). Каменные глетчеры имеют ледниковый и осыпной генезис. Длина первых варьирует от 500 до 6000 м, а толщина – от 20 до 100 м. Крутизна фронтального откоса обычно $35\text{--}50^{\circ}$. Длина вторых колеблется от 30 до 300 м, а толщина – от 10 до 30 м. Крутизна фронтального откоса примерно такая же, что и у первых. Для ледниковых типична языкообразная форма в плане, для осыпных – полостная (Humlum, 1982; 1996). На острове Диско представлены активные, неактивные и древние каменные глетчеры (рис. 22). Они размещаются в интервале высот 60–720 м, однако их большая часть сосредоточена между изогипсами 250–450 м (Humlum, 1988).

Все они сформировались в голоцене. Древние имеют возраст 9300 лет, а самые молодые – 550 лет. В то время средние годовые температуры воздуха были ниже современных на $2\text{--}4^{\circ}\text{C}$, ныне они на уровне моря $-3,9\text{--}4,3^{\circ}\text{C}$. Годовая норма атмосферных осадков на западном побережье острова в наши дни около 400 мм, на восточном – 200 мм. Повсеместно распространена вечная мерзлота: ее мощность близ уровня моря равняется приблизительно 80–100 м (Humlum, 1996).

Фронтальные уступы активных каменных глетчеров острова Диско за период наблюдений с 1983 по 1987 гг. перемещались со скоростью от 1 до 35 см/год (Humlum, 1988). Такая скорость заметно меньше обычной средней. Исследователь предложил разделить каменные глетчеры на гляциальные и перигляциальные образования. Первые, так или иначе, связаны с ледниками, вторые – отношения к ним не имеют (Humlum, 1988). Однако эти термины не прижились. Всего в Гренландии, по ориентировочной оценке, не менее 2000 каменных глетчеров разных генераций.

2.4.2. Северная Америка

Аляска

Аляскинский хребет. Первая публикация о каменных глетчерах в горах Аляски принадлежит С.Р. Кэппсу (Carps, 1910). Эта одна из первых статей, которая касается вообще каменных глетчеров мира. Ее автор проводил исследование в отрогах хребта Врангеля близ меднорудного месторождения Кеннекотт ($61^{\circ}30'$ с. ш. и 143° з. д.). Он отметил, что здесь распространено много каменных глетчеров. Некоторые из них были неглубоко раскопаны. В них вскрылась брекчия на ледяном цементе, но погребенный глетчерный лед не обнаружен. Таким образом, С. Кэппс определенно высказался о неледниковом генезисе каменных глетчеров. Это заключение детально обосновывалось многими последующими исследователями (Wahrhaftig, Cox, 1959; Barsch, 1996).

Спустя много лет в этих же местах было проведено детальное изучение крупного комплекса каменных глетчеров осыпного генезиса (Elconin, LaChapelle, 1997). Комплексный каменный глетчер, по терминологии Д. Барша (Barsch, 1996), располагается в интервале высот 970–1500 м. Он состоит из трех основных стволов. Средний, самый крупный, простирается в длину на 2,1 км. Кроме того, еще несколько малых осыпных каменных глетчеров входит в этот комплекс. В 1994–1996 гг. отмечена очень большая скорость движения на поверхности среднего ствола – 3,8 м/год. В 1993–1994 гг. на 50 м сократилась длина трех основных стволов, так как произошло обрушение фронтального уступа. Вероятно, это связано с тем, что вхождение каменного глетчера в узкую часть ущелья привело к его сжатию, образованию поперечных расколов с последующим обрушением блоков мерзлых толщ (рис. 23, 24).



Рис. 23. Комплексный каменный глетчер в Аляскинском хребте, США (Elconin, LaChapelle, 1997).



Рис. 24. Обрушение фронтального уступа каменного глетчера в Аляскинском хребте (Elconin, LaChapelle, 1997).

Особо важные исследования каменных глетчеров были осуществлены в центральной части Аляскинского хребта в 1950-х годах К. Уорхафтигом и Ф. Коксом (Wahrhaftig, Cox, 1959). Работы проводились в пределах 64–63° с. ш. и 149–147° з. д., что составляет примерно 1/4 часть упомянутого хребта. Всего здесь выявлено около 200 активных и неактивных каменных глетчеров. Они размещаются в интервале высот 1100–2600 м и находятся выше границы леса. Исследователи выделяют три морфологических типа каменных глетчеров: лопастные, языкообразные и шпательевидные. У первых длина от 65 до 115 м, а ширина – от 100 до 340 м, у вторых длина от 170 до 1650 м, ширина – от 70 до 650 м. Третьи обычно простираются в длину на 800–1000 м. Для них характерно значительное расширение в лобовой (нижней) части. Высота фронтальных (лобовых) уступов

варьирует в широких пределах: у активных – обычно от 25 до 130 м, у неактивных – от 10 до 30 м. Авторы публикации впервые в Америке наблюдали движение каменного глетчера. Такие измерения проводились на створах в нижней и средней частях крупного (длина – 1200 м, максимальная ширина – 400 м) каменного глетчера, расположенного между изогипсами 1130 и 1500 м. Высота его фронтального уступа – около 40 м. В течение 8 лет (1949–1957 гг.) фронт каменного глетчера продвигался на 48 см/год, а максимальные скорости на его поверхности составляли 75 см/год.

Переход активных каменных глетчеров в неактивные авторы публикации связывают с постепенным отрывом первых от области питания и с уменьшением их толщины. Последнее обстоятельство уменьшает напряжение сдвига в зоне его контакта с ложем, и каменный глетчер теряет активность.

В 1960 г. были получены интересные данные об активном каменном глетчере ледникового генезиса, который расположен несколько севернее района работ предыдущих исследователей, в долине реки и ледника Джонсона (63°35' с. ш. и 145° з. д.). Длина каменного глетчера – 1600 м, высота фронтального уступа – 50 м, его крутизна – 33°, размещается он в интервале высот 1000–1430 м (Foster, Holmes, 1965). На высоте около 1080 м он вторгается в зону елово-осинового леса. Конец каменного глетчера раздваивается на большой и малый стволы, как это наблюдается на каменном глетчере Моренном (Северный Тянь-Шань). Скорость движения его поверхности составляет около 55 см/год. В июне 1960 г. наблюдалось интересное явление на его фронтальном склоне: скатывание и сползание обломков по откосу с периодичностью 1–2 минуты. Такое же явление неоднократно отмечалось и на фронтальном склоне каменного глетчера Городецкого в Северном Тянь-Шане. Оно свидетельствует о периодическом ускорении его движения.

Дополнительные сведения о каменных глетчерах Аляскинского хребта помещены в двух одновременных публикациях (Bucki et al., 2004 а; Bucki et al., 2004 б). Авторы исследовали строение и динамику крупного активного каменного глетчера Fireweed, который находится в горах Врангеля. Его координаты – 61°45' с. ш. и 143°08' з. д. Он – самый значительный среди 12 каменных глетчеров северного макросклона горного массива Fireweed. Это комплексный каменный глетчер, по терминологии Д. Барша (Barsch, 1996), так как состоит из слившихся воедино трех стволов. Каждый ствол берет начало в отдельном каре. Длина главного ствола 2000, восточного ствола – 1350, западного – около 1000 м. В верхней части главный ствол достигает в ширину 240, а у своего нижнего конца – 90 м. Его максимальная мощность – около 55 м. Все глетчеры осыпного генезиса. Комплекс размещается в интервале абсолютных высот 1010–1580 м. Каменный глетчер характеризуется высокими скоростями. Так, поверхность главного ствола перемещается со скоростью 3,5 м/год. Определены температуры поверхности каменного глетчера на абсолютной высоте 1435 м. В конце зимы она составила – 3,2°С. Средние годовые температуры воздуха в пределах размещения комплексного каменного глетчера в зависимости от абсолютной высоты

меняются от -4°C до -7°C . Каменный глетчер осложнен глубокими (до 6 м) трещинами и расселинами. Примечательной особенностью фронтальной части каменного глетчера являются периодические «отелы», когда крупные блоки отрываются от основного тела и перемещаются самостоятельно. Они, в конечном итоге, трансформируются в оползни или селевые потоки. Такие явления наблюдались в 1993, 2000, 2001 гг. и в другие годы. Например, в августе 2001 г. объем отторгнутого блока достигал $12\,000\text{ м}^3$ (Bucki et al., 2004 б). Такие «отелы» периодически несколько сокращают длину каменного глетчера.

На комплексном каменном глетчере были проведены обстоятельные геофизические исследования при помощи сейсмо-, электро-, радиозондирования и электромагнитного метода. Они позволили определить его мощность в различных точках, построить продольные и поперечные разрезы, выявить характер льдистости и получить другие данные по внутреннему строению каменного глетчера (Bucki et al., 2004 а).

Каково же общее число каменных глетчеров в Аляскинском хребте? В статьях такой информации нет. По косвенным данным можно предположить, что их здесь не менее 600.

Труд К. Уорхафтига и Ф. Кокса следует оценивать как выдающийся вклад в развитие учения о каменных глетчерах мира. В нем на основе анализа фактического материала выдвинут и обоснован ряд теоретических положений о генезисе и характере движения каменных глетчеров, об их морфологии и эволюции. Впервые были выделены реактивизированные разновидности каменных глетчеров.

Хребет Брукса. В связи со строительством трансаляскинского нефтепровода, который пересекает Аляску примерно вдоль 149° з. д., были проведены исследования ледников, морен и каменных глетчеров в восточной части хребта Брукса. Оказалось, что активные каменные глетчеры размещены в интервале высот 1000–1850 м, а неактивные – между 900 и 1750 м. Всего выявлено 615 каменных глетчеров активных и неактивных, лопастных и языкообразных, ледникового и осыпного генезиса (Ellis, Calkin, 1979). Но это только на территории, которая по площади составляет около трети хребта Брукса.

Новейшие сведения о каменных глетчерах центральной части хребта Брукса содержатся в публикации А. Икеды и его соавтора (Ikeda, Yoshikawa, 2008). В районе перевала Атигун (68° с. ш. и 148° з. д.) изучалось распространение, морфология и температуры каменных глетчеров осыпного генезиса. На площади 220 км^2 выявлено 44 активных, 40 неактивных и 15 активных/неактивных каменных глетчеров. К последним авторы отнесли формы, находящиеся на грани активности. Всего, таким образом, зафиксировано 99 осыпных каменных глетчеров. Они размещаются в интервале абсолютных высот 970–1835 м. На этих же высотах распространена сплошная вечная мерзлота. Самый крупный каменный глетчер достигает в длину 1680 м. Средние годовые температуры измерялись на поверхности семи каменных глетчеров. Они варьируют от одного к другому от $-3,3^{\circ}\text{C}$ до $-6,6^{\circ}\text{C}$. Наиболее низкая температура отмечена на поверхности каменного глетчера, расположенного на абсолютной высоте 1155 м на склоне за-

падной экспозиции. Наиболее высокая температура зафиксирована на поверхности каменного глетчера, расположенного на высоте 1065 м на склоне северной экспозиции. Исследователи проанализировали взаимозависимости в системе: скальный склон–осыпь–каменный глетчер.

Можно предположить, что всего в хребте Брукса и его отрогах не менее 1500 каменных глетчеров.

Итак, в горах Аляски, по самым осторожным оценкам, порядка 2100 каменных глетчеров.

Юкон

В горах Канадской провинции Юкон проведены, пожалуй, наиболее обширные в Северной Америке исследования каменных глетчеров. Одни из них касались инвентаризации каменных глетчеров, другие – природных особенностей некоторых из них. Первая инвентаризация была осуществлена в горах Селуин (отрог хребта Макензи). Район исследования площадью в 67 км² находится на северо-западе провинции Юкон (63° с. ш. и 130° з. д.). Здесь выявлен 41 каменный глетчер, высотный интервал их распространения находится между 1500 и 2340 м (Kershaw, 1978). Основная их часть – более 83% – представлена лопастными формами, остальные – языкообразными и шпательевидными. Почти все они активные и имеют осыпное происхождение. Длина каменных глетчеров варьирует в пределах от 70 до 1360 м, а ширина – от 66 до 1054 м. Напомним, что у лопастных их разновидностей очень часто длина бывает меньше, чем ширина. Суммарная площадь всех каменных глетчеров региона составляет 9,2 км².

Большая часть исследований каменных глетчеров в горах Юкона проводилась в юго-западной части этой провинции, к западу и югу от оз. Клуэйн. Координаты озера – 61° с. ш. и 139° з. д. Публикации по этому региону многочисленны, в основном они принадлежат П. Джонсону. Здесь, однако, рассматриваются только некоторые из них. Основное внимание уделялось генезису каменных глетчеров. Исследователь – убежденный сторонник их ледникового происхождения, но он допускает, что небольшое число каменных глетчеров формируется из осыпей, которые насыщаются льдом за счет замерзания в них дождевых и талых вод. Джонсон одним из первых отметил участие снежных лавин в образовании каменных глетчеров (Johnson, 1978).

К югу от оз. Клуэйн (60°30' с. ш. и 137° з. д.) на участке около 345 км² П. Джонсон зафиксировал 23 каменных глетчера. Все они расположены выше 1000 м над уровнем моря. Он детально изучил механизм формирования микрорельефа на одном из них (Johnson, 1992). Следует отметить, что в публикациях П. Джонсона по Юкону, как правило, отсутствуют или крайне редко приводятся данные об их размерах, высотном положении и численности. Главное внимание уделяется строению и генезису.

В другом каменном глетчере Юкона осыпного генезиса измерялась температура (61° с. ш. и 139° з. д.). Он спускается до 1090 м и глубоко внедряется в лесную зону. На каменном глетчере в 1969 г. впервые в мире была пройдена скважина

(Johnson, Nickling, 1979). Глубина ее составила 22,5 м. В ней 15 июля 1970 г. проведено и первое в мире измерение температур в мерзлой толще этой перигляцальной формы рельефа. На глубине 2 м, на кровле вечной мерзлоты, температура оказалась равна $-0,6^{\circ}\text{C}$. Повторное измерение в 1976 г. в этой же скважине зафиксировало существенное изменение температур. Так, на глубинах до 17 м они повысились с $0,25$ до $0,8^{\circ}\text{C}$. Было сделано заключение, что мерзлая толща за шесть лет протаяла не менее чем на 15 м (Johnson, Nickling, 1979). Данные температурных наблюдений в 1976 г. вызывают сомнения. Вероятно, в скважину попала вода, которая исказила температурные условия (Barsch, 1996; Haeberli et al., 2006).

Интересные данные приведены о крупном осыпном каменном глетчере. Он находится в 7,3 км к югу от оз. Клуэйн (провинция Юкон). Длина каменного глетчера – 1700 м (Blumstengel, Harris, 1988). Он примечателен тем, что его поверхность перемещается необычно быстро – до 200 см/год, а фронтальный уступ – на 20 см/год. Авторы публикации именуют его лопастным, но по своей конфигурации он, скорее, шпательевидный. Каменный глетчер спускается необычно низко для этих мест – до 790 м.

Можно заключить, что по самой ориентировочной оценке в горах провинции Юкон существуют несколько сотен каменных глетчеров всех возрастных категорий.

Скалистые горы

Скалистые горы Канады. В Национальном Парке Джаспер на площади 4632 км^2 ($52^{\circ}28'$ – $53^{\circ}00'$ с. ш. и 117° з. д.) инвентаризация позволила выявить 119 каменных глетчеров (Luckman, Crockett, 1978). Среди них 65 – ледникового генезиса и 54 – неледникового, то есть осыпного; лопастных – 33, языкообразных – 76 и шпательевидных – 10. Самым длинным (2100 м) оказался один из языкообразных. Все они размещаются между изогипсами 1710 и 2670 м. В Национальном Парке Банф (52° с. ш. и 116° з. д.), в тех же Скалистых горах, выявлено 110 каменных глетчеров (Luckman, Crockett, 1978). Самый длинный протягивается на 1337 м, а самый крупный из лопастных достигает в ширину 1456 м. Размещаются они в интервале высот 2228–2474 м.

Таким образом, в рассматриваемой части Скалистых гор Канады примерно между 52° и 53° с. ш. зафиксировано 229 каменных глетчеров. Отмечено, что развитию каменных глетчеров в этом регионе способствует широкое распространение кварцитов.

Авторы почему-то не разделяют их на активные, неактивные и древние, но отмечают, что древнейшая стадия образования каменных глетчеров относится к началу голоцена, а новейшая – к «малому ледниковому периоду» (XVIII–XIX вв.). В новейшую стадию и сформировалось большинство ныне активных каменных глетчеров. Можно предположить, что древние и неактивные их разновидности возникли в древнейшую стадию, то есть в начале голоцена.

Здесь же, в Скалистых горах Канады, в районе пика Хилда ($52^{\circ}12'$ с. ш. и $117^{\circ}15'$ з. д.) изучалась гидрология каменных глетчеров (Gardner, Bajewsky, 1987). Основные наблюдения за расходом водного потока и твердым стоком проводились

в июле и августе 1985 г. на каменном глетчере Хилда. Он протягивается до изогипсы 2150 м, а площадь его составляет 1,5 км². Отмечено изменение в течение суток расхода водного потока и наличия в нем минеральных взвесей. Например, 19–20 августа 1985 г. расходы водного потока из-под каменного глетчера достигали максимума в 4 часа (0,185 м³/сек.), минимума – в 2 часа (0,09 м³/сек.). Взвешенные наносы в течение суток менялись от 0,2 мг/л в 16–18 ч. до 21,3 мг/л в 4 ч. В конце августа режим потока существенно изменился. Максимальный расход 24–25 августа отмечен в 17 ч. (0,21 м³/сек.), минимальный – в 10 ч. (0,15 м³/сек.). Максимальное и минимальное количество взвешенных наносов отмечались два раза в сутки. Максимальное – в 21 и 4 ч. (2,4 мг/л), минимальное – в 17 и в 7 ч. (0,5 мг/л). В первом случае максимальные расходы воды в потоке по сравнению с максимальными температурами воздуха сдвигались на 11 часов, во втором – они совпадали по времени.

Таким образом, основные исследования каменных глетчеров в Скалистых горах Канады проводились на территории Национальных Парков Джаспер и Банф.

Скалистые горы США. Передовой хребет Колорадо. В Скалистых горах США первые исследования каменных глетчеров состоялись в начале прошлого столетия (Cross, Howe, 1905). Они осуществлялись в Силвертоне (38° с. ш. и 107°30' з. д.) на территории штата Колорадо. В статье авторами впервые был приведен термин «каменный глетчер» (rock glacier). Правда, в последующих публикациях они отдавали предпочтение его синониму – каменный поток (rock stream).

Уникальные данные о строении каменного глетчера получены в начале 1920-х годов при проходке транспортного тоннеля в горах Сан-Хуан, примерно в 300 км к юго-западу от г. Денвер, под 37°30' с. ш. Тоннель прошел около 90 м по вечномерзлой толще, затем – почти 30 м во льду, а далее был продолжен в скальном массиве (Brown, 1925). Восточный портал тоннеля расположен предположительно на высоте около 3500 м. Для сторонников неледникового происхождения каменных глетчеров эта информация чрезвычайно важна. Лед в тоннеле авторы не относят к глетчерному, считают его натечным. Он образовался при замерзании вод, стекающих по скальному склону в толщу каменного глетчера (Barsch, 1983).

Обстоятельно изучались каменные глетчеры в Передовом хребте (40° с. ш. и 106° з. д.) Колорадо (Ives, 1940). В ходе исследований были впервые выделены три генерации каменных глетчеров – юная, зрелая и дряхлая. Ныне эти стадии принято именовать активная, неактивная и древняя. В публикации приведено описание наиболее характерных каменных глетчеров этих генераций.

Среди каменных глетчеров Передового хребта Колорадо наибольшее внимание уделялось одному из них по имени Арапахо. Он расположен в 31 км к западу от г. Боулдер. Координаты каменного глетчера – 40°01' с. ш. и 105°38' з. д. Размещается он в интервале высот 3570–3710 м. Длина Арапахо 640 м, средняя ширина – 205 м, площадь – 126 480 м², мощность – 21 м (White, 1971). В течение 25 лет (с 1960 по 1985 гг.) его поверхность перемещалась в среднем со скоростью

19,3 см/год. Возраст его нижней части порядка 2500–3000 лет, верхней – 950–1000 лет (Benedict J., Benedict R., 1986). Стационарные наблюдения за Арапахо продолжаются и в наши дни.

В одной из долин Передового хребта Колорадо отмечено необычно низкое положение конца активного каменного глетчера осыпного генезиса. В долине Cascade Creek примерно под 40° с. ш. он спускается в небольшое озеро, уровень которого находится на абсолютной высоте 3075 м. Длина каменного глетчера – 400 м, ширина – до 215 м, высота фронтального уступа – 37 м, скорость движения около 9,7 см/год (White, 1981).

Заслуживают внимания наблюдения за динамикой каменного глетчера осыпного генезиса (39°30' с. ш. и 106° з. д.) на юге штата Колорадо. Они проводились в течение 14 лет (Leonard et al., 2005). Активный каменный глетчер расположен в интервале высот 3870–4000 м, его длина – 700 м. Высота фронтального уступа 40–45 м, крутизна фронтального откоса – от 40 до 46°. Средняя годовая температура воздуха в районе каменного глетчера –4°C, а средняя июля – +7°C. Движение каменного глетчера характеризуется малыми скоростями. Его поверхность в верхней части с 1985 по 1991 гг. смещалась в среднем на 7,9 см/год, в средней части – 3,5, в нижней – 5,2 см/год. В период 1991–2000 гг. в верхней части скорость снизилась до 5,9 см/год, а в средней и нижней частях возросла до 5,2 и 5,6 см/год соответственно. Средние скорости за весь период наблюдения с 1985 по 2000 гг. составили по этим участкам 6,7; 4,5 и 5,4 см/год соответственно.

Приведенные наблюдения свидетельствуют об изменчивости скоростей движения различных частей поверхности каменного глетчера, что меняет его облик во времени. Эти факторы определяют периодические растяжения каменного глетчера и образование на его поверхности наплывов – ступеней.

Определенный интерес представляет изучение составляющих стока каменного глетчера района оз. Грин (40°03' с. ш. и 105°35' з. д.) в Передовом хребте. Гидрохимический анализ потока, питаемого этим каменным глетчером, показал, что в июне в нем преобладают талые снеговые воды, в июле – грунтовые воды, в сентябре – талые воды внутригрунтового льда (Williams et al., 2006).

Изучение двух неактивных лопастных каменных глетчеров в отроге Передового хребта в горах Маскитоу (39°13' с. ш. и 106°14' з. д.) позволило С. Вику обосновать необычный механизм их движения (Vick, 1987). Оба они спускаются до абсолютной высоты 3300 м, располагаясь в зоне хвойного редколесья. Эти каменные глетчеры находятся на самом низком высотном уровне данного горного массива. Длина меньшего – всего 90 м, ширина – 180 м, а большего – 275 и 600 м соответственно. Каменные глетчеры перешли в неактивное состояние в начале и середине XX в. В них местами сохранились разобщенные льдистые толщи и линзы льда. Автор публикации заключает, что их движение предопределялось пластичными деформациями льдистых отложений в совокупности с оползневыми процессами. Последние выражаются в скольжении тел каменных глетчеров по талому субстрату.

Недавно подведен столетний итог изучения каменных глетчеров Передового хребта Колорадо (Janke, 2007). Здесь, на территории, площадь которой составляет 2710 км², выявлено 220 каменных глетчеров: 28 активных, 107 неактивных и 85 древних. Их суммарная площадь – 19,93 км². Площадь же всех ледников в этом же регионе – всего 1,55 км². Распространены активные каменные глетчеры большей частью выше 3500 м. Только одиночные редко прослеживаются вниз до 3330 м. Следует отметить, что ранее, в 1976 г., подводился такого же рода итог, пожалуй, даже более обстоятельный, по каменным глетчерам Передового хребта Скалистых гор (White, 1976).

Хребет Сангре де Кристо. Чрезвычайно важные исследования активных каменных глетчеров проведены в хребте Сангре де Кристо (Sangre de Cristo Mountains), в южном отроге Скалистых гор. Здесь находится обособленное куполовидное поднятие Местас (37°35' с. ш. и 105°09' з. д.), которое достигает 3520 м абсолютной высоты. Гора образована батолитом палеоген-неогенового возраста. Склоны плутона местами перекрыты глинистыми сланцами, конгломератами и аргиллитами. Поднятие в плане имеет правильное эллипсовидное очертание. Длинная ось вытянута с юго-востока на северо-запад на 55 км, наибольшая ширина эллипса 25 км.

На всех склонах этого поднятия выявлено 23 активных каменных глетчера, которые размещаются необычно низко для этой широты – в интервале высот 2560–3315 м (Giardino, Vitek, 1988). Они проникают в хвойный лес на 400–450 м ниже его верхней границы, так как граница подпояса островной вечной мерзлоты здесь внедряется в лесной пояс (рис.25). Обычно же активные каменные глетчеры в других горах этих широт оканчиваются у верхней границы леса, которая совпадает, как правило, с нижним пределом распространения островной вечной мерзлоты. Во фронтальном уступе одного каменного глетчера, что на юго-западном склоне массива Местас, в 1963 г. на абсолютных высотах около 2800 м была обнаружена вечномерзлая льдистая толща. Кровля ее вскрыта на уступе на глубине 9,15 м, в другом месте, на поверхности самого каменного глетчера – на глубинах 3 и 6 м. (Johnson, 1967). Длина этого каменного глетчера составляет около 1 км, максимальная ширина – 250 м. Отмечено, что он в период с 1938 по 1962 гг. продвинулся примерно на 1 м, то есть был еще активен около 50 лет тому назад. Следует отметить, что примерно в 40 км к востоку от Местас, на той же географической широте находится горный массив Бланко, где активные каменные глетчеры размещаются выше 3625 м, то есть здесь их нижняя граница смещается вверх примерно на 1100 м по сравнению с Местас (Morris, 1987). Это обстоятельство позволяет заключить, что причина столь ощутимой депрессии пояса вечной мерзлоты и каменных глетчеров не связана с климатической аномалией, а определяется циркуляцией воздуха в грубообломочном покрове куполовидной структуры. Глубокое охлаждение и аккумуляция в нем морозного воздуха определяет многолетнее промерзание обломочных толщ каменных глетчеров. Видимо, здесь имеет место процесс, какой наблюдается в горе Развалка на



Рис. 25. Крупнейший осыпной каменный глетчер в массиве Местас, Скалистые горы, США (Giardino, Vitek, 1985).

Северном Кавказе и во многих других местах, где распространены крупнообломочные отложения (Горбунов, 2002).

Изучение каменных глетчеров в Скалистых горах в основном осуществлялось в штате Колорадо (США). В других частях Скалистых гор, в их ближних и

дальних отрогах, такого рода исследования были весьма ограничены. Но они достойны упоминания.

Отроги Скалистых гор США. Штат Айдахо. Здесь, в горах Лемхай (45° с. ш. и 113° з. д.), выявлено 12 каменных глетчеров и 96 предосыпных валов. Все они размещаются в интервале высот 2480–2850 м (Butler, 1988). Каменные глетчеры, видимо, активные; почти все они вторгаются в зону леса.

Штат Монтана. Каменные глетчеры отмечены в горах Медисон (45° с. ш. и $111^{\circ}30'$ з. д.) и в других горах на юго-западе штата (Goolshy, 1972).

Штат Вайоминг. В горах Винд Ривер ($42^{\circ}40'$ с. ш. и 109° з. д.) обнаружено четыре древних каменных глетчера. Они прослежены вниз до высоты 2134 м. Самый крупный из них протягивается в длину на 750 м. Автор считает, что, вопреки существующему мнению, все они утратили свою активность не 5000–3000 лет назад, а еще в конце позднего плейстоцена, то есть 12 000 лет назад (Zielinski, 1989).

Штат Юта. В горах Ла-Сал (38° с. ш. и $109^{\circ}30'$ з. д.) и в районе плато Акуэриес (38° с. ш. и 112° з. д.) проводились детальные исследования каменных глетчеров и курумов (Shroder, 1987). В первом районе выявлено 35, а во втором – 109 каменных глетчеров и сходных с ними образований. Автор широко использует понятие “валунные отложения” (boulder deposits). Судя по фотографиям и описанию этих образований, имеются в виду, как правило, курумы. Шродер замечает, что сложно отличить валунники от каменных глетчеров. Действительно, на его фотографиях часто первые явно представляют собой каменные глетчеры. Известно, что в Забайкалье отмечены переходные формы от курумов к каменным глетчерам, так называемые, курумоглетчеры (Романовский и др., 1989). В публикации Шродера обращает на себя внимание необычно низкое положение активных каменных глетчеров и курумов, содержащих лед. Они часто вторгаются в лесную зону, спускаясь до высотного уровня 2800–3000 м. На этой географической широте такие формы обычно оканчиваются на высотах порядка 3500 м. Видимо, широкое распространение крупнообломочных покровов в здешних местах определяет аналогичные условия, что и в горах Местас, рассмотренных выше.

В горах Наваджо, на крайнем юге штата Юта ($37^{\circ}01'$ с. ш. и $110^{\circ}40'$ з. д.), на абсолютных высотах 2600–2750 м сохранились гряды, сложенные крупнообломочным материалом. Они весьма схожи с предосыпными валами (protalus ramparts). Ранее предполагалось, что это древние их разновидности. Ныне они рассматриваются как остаточные фрагменты позднеплейстоценовых каменных глетчеров (Gordon, Ballantyne, 2006).

Штат Аризона. Древние каменные глетчеры приурочены, видимо, к массиву Болди-Пик (3532 м, 34° с. ш. и $109^{\circ}30'$ з. д.)

Штат Нью-Мексико. Здесь во многих горных массивах между $33^{\circ}40'$ – 34° с. ш. и 106° – 107° з. д. распространены древние каменные глетчеры (Blagbrough, 1976).

Таким образом, в Скалистых горах между 50° и 54° с. ш. выявлено около 350 каменных глетчеров (Barsch, 1996). Всего же в Скалистых горах Канады и США, по ориентировочным оценкам, их около 2000.

Горы Большого Бассейна. В горах Тойябе (39° с. ш. и 117°30' з. д.) в штате Невада выявлены древние каменные глетчеры в диапазоне высот 3085–3135 м (Osborn, 1989). Это небольшие лопастные образования, длина которых не превышает 300 м. Они отчетливо выражены в рельефе, высота фронтального уступа у некоторых достигает 30 м. Возраст оценивается в 10 000 лет. На востоке этого же штата, в горах Снейк и Уилер-Пик (38°30'–39° с. ш. и 114° з. д.), древние каменные глетчеры отмечены на высотах 3275–3430 м (Wayne, 1983).

Береговой хребет. Хребет протянулся почти на 1500 км от 50 до 60° с. ш. Наиболее исследована в отношении каменных глетчеров его южная часть от 50 до 55° с. ш. Здесь выявлено около 500 каменных глетчеров (Barsch, 1996). В основном, они распространены выше 2200 м на юге и 1500 м – на севере региона. Всего же каменных глетчеров в этих горах, по косвенным данным, не менее 800.

Каскадные горы. В северной части этих гор, в районе пика Олимпус (2428 м, 47°30' с. ш.) и вулканического массива Рейнир (4392 м, 46°30' с. ш.) предположительно распространены древние каменные глетчеры (Barsch, 1996).

Сьерра-Невада. В этих горах (36°–38° с. ш. и 118° з. д.) выявлено 70 каменных глетчеров (Barsch, 1996). Активные каменные глетчеры распространены, в большинстве случаев, выше 3500 м, но изредка они прослеживаются и до высоты 3350 м. Длина самых крупных из них около 1 км. Активные каменные глетчеры Сьерра-Невады по своему местоположению – самые южные в США, они распространены на юг до 36°30' с. ш. (Höllermann, 1983). Неактивные их разновидности прослежены вниз до 3000 м.

Возраст двух каменных глетчеров и голоценовой морены определялся лихенометрическим методом (Konrad, Clark, 1998). Высотное их расположение не указано. Длина каменных глетчеров, судя по аэрофотоснимку, менее 500 м. Их географические координаты 37°10' с. ш. и 18°40' з. д. Они явно ледникового генезиса. Возраст одного из них, по лихенометрическим оценкам, составляет около 700 лет. Но следует заметить, что лихенометрические определения возраста лубых каменных образований не обладают достаточной надежностью.

Мексиканское нагорье. Высочайшие вершины нагорья приурочены к Поперечному Вулканическому хребту. Большая их часть протягивается вдоль 19° с. ш. Они находятся в непосредственной близости к югу и востоку от г. Мехико – столицы Мексики. Самые высокие вершины – действующие вулканы Орисабо (5610 м), Попокатепетль (5465 м) и потухший – Истаксихуатль (5230 м) подвержены современному оледенению. Вечная мерзлота распространена здесь, как правило, выше 4600 м (Heine, 1994). Кроме них, многолетнему промерзанию подвержены привершинные участки на более низких вулканах – Теяотл (4660 м), Невадо де Толука (4558 м). Возможно, в благоприятных микроусловиях островки вечной мерзлоты могут быть обнаружены и на вершине Малинцин (4462 м).

Активные каменные глетчеры отсутствуют. Древние и неактивные их разновидности распространены на склонах Орисаба, Истаксихуатль, Теяотл, Невадо де Толука и Малинцин. На Попокатепетль они не обнаружены – вероятно, уничтожены во время вулканических извержений. Одно из последних случилось в 1920–1921 гг.

Наиболее изучены каменные глетчеры на склонах вулкана Невадо де Толука (Heine, 1976). Всего здесь их около трех десятков. Длина самых крупных порядка 500 м, а максимальная ширина – до 100 м; толщина каменных глетчеров – до 40 м. Располагаются они в диапазоне высот 3900–4500 м, на склонах всех, исключая восточную, экспозиций. К. Хейне выделяет четыре генерации каменных глетчеров. Самая древняя формировалась в конце позднего плейстоцена, то есть 10 000–11 500 лет назад. Она прослежена вниз до 3900 м (Heine, 1994). Длина наиболее крупных каменных глетчеров этого возраста около 1000 м. Вторая генерация образовалась в раннем голоцене (10 000–8500 лет тому назад). Она простирается вниз до 4000 м. Третья генерация каменных глетчеров возникла 3500–2000 лет назад. Она распространена выше 4100 м. Самые молодые каменные глетчеры формировались в «малом ледниковом периоде», то есть несколько сотен лет назад. Предполагается, что свою активность они утратили в XIX в. Эти каменные глетчеры размещаются выше 4350 м. В настоящее время мерзлые породы и подземные льды в них не обнаружены.

На склонах вулкана Теяотл зафиксированы каменные глетчеры трех генераций, но самая древняя из них не обнаружена. На Истаксихуатль и Малинцин отмечены по две генерации каменных глетчеров, а на склонах Орисаба – всего одна генерация (Heine, 1994).

Наилучшая сохранность древних и неактивных каменных глетчеров оказалась в Невада де Толука.

Таким образом, американским исследователям принадлежит первенство в использовании ныне самого распространенного термина каменный глетчер – *rock glacier*. Направленное изучение этих образований осуществлялось с начала прошлого столетия. В горах Юкона впервые в мире была пробурена скважина на каменном глетчере и измерены в ней температуры. К местам наибольшего сосредоточения каменных глетчеров относятся горы Аляски, Канадской провинции Юкон, Скалистые горы, Береговой хребет Канады, намного меньше их в Сьерра-Неваде и Мексиканском нагорье, и особенно – в Каскадных горах.

Есть сведения (Höllermann, 1983), что каменные глетчеры встречаются на Баффиновой Земле (67° с. ш. и 62° з. д.), на полуострове Лабрадор в горах Торнгат (59° с. ш. и 64° з. д.), на крайнем северо-востоке Алеутского хребта (58°30' с. ш. и 155° з. д.), на севере Аппалачей (45° с. ш. и 72° з. д.), в горах Сакраменто (33°20' с. ш. и 105°50' з. д.). К сожалению, отсутствуют сколько-нибудь детальные их характеристики, нет сведений и о возрасте. Но определенно можно констатировать, что в Аппалачах и Сакраменто они древние.

Итак, каменные глетчеры распространены в Канаде, США и в Мексике от 67° с. ш. до 33°20' с. ш. Всего их в этих трех странах не менее 4000 разных возрастных генераций.

2.5. Южная Америка

Первые шаги в изучении каменных глетчеров Анд были сделаны Л. Ллибутри и А. Корте. Исследования первого из них проводились в начале 1950-х годов в Андах Чили, примерно в 40 км к северо-востоку от Сантьяго. Результаты этих работ были изложены в ряде публикаций. Первые итоги исследований появились в 1953 г., а основные – в 1961 г. (Lliboutry, 1953; 1961).

2.5.1. Чилийско-Аргентинские Анды

Чилийско-Аргентинские Анды протягиваются от 28 до 40° ю. ш. (Лукашева, 1958). Ллибутри отметил (Lliboutry, 1953; 1961), что вечная мерзлота под 33° ю. ш. распространена выше 4300 м, а каменные глетчеры разделяются на молодые, старые и аморфные. Он, видимо, имел в виду активные, неактивные и древние их разновидности. Аморфные каменные глетчеры прослеживаются вниз почти до 3500 м абсолютной высоты.

В Андах Сантьяго, в бассейне р. Тунуян (Tunuyan), по свидетельству Ллибутри (Corte, 1976), находится каменный глетчер, протягивающийся на 12 км. Это, вероятно, самый длинный каменный глетчер мира. Здесь же зафиксированы и самые значительные скорости движений каменных глетчеров. Так, один из них, находящийся в массиве Пломо (Plomo, 6050 м), в период 1963–1974 гг. продвигался со скоростью 100 м/год (Corte, 1976). Следует отметить, что некоторые каменные глетчеры в горах субтропиков Южной Америки – самые быстрые в мире. Их высокая подвижность в какой-то степени определяется высокими температурами льда, повышающими его пластичность. Действуют и какие-то локальные факторы. Необходимы детальные исследования этого феномена.

Относительно недавно появилась дополнительная информация о каменных глетчерах Анд Чили. Здесь, между 33 и 35° ю. ш., активные каменные глетчеры распространены, в основном, в интервале высот 3500–4250 м. Но иногда некоторые из них простираются вниз до 3000 м даже в пределах 33–34° ю. ш. А древние их разновидности отмечены на высоте 2630 м (Brenning, 2005). Самый крупный активный каменный глетчер Анд Чили, имеющий площадь 2 км², находится под 33°30' ю. ш., между высотами 3600 и 4200 м. Размеры малых активных каменных глетчеров порядка 0,01 км².

Каменные глетчеры играют важную роль в формировании стока поверхностных и подземных вод. Автор приводит впечатляющие сравнения суммарных объемов активных каменных глетчеров и ледников. В рассматриваемой части Анд общий объем ледников больше такового каменных глетчеров в 7 раз, а в Альпах Швейцарии он больше в 83 раза. Поэтому роль каменных глетчеров в

питании горных рек в Андах по сравнению с ледниками существенно значительнее, чем в Альпах.

Установлено, что каменные глетчеры в Андах Чили прослеживаются на юг до $35^{\circ}15'$ ю. ш. Южнее этого предела условия для их формирования неблагоприятны: уменьшается высота гор, активно проявляется современный вулканизм, значительно увеличивается увлажненность гор.

В Андах Аргентины, под 32° ю. ш., в течение долгих лет изучал каменные глетчеры А. Кортес. Его основные публикации на этот счет начинают появляться с 1970-х годов (Corte, 1976).

Активные каменные глетчеры Анд района Мендосы приурочены, главным образом, к диапазону высот 3300–4800 м (Espízuza, 1983). Самый значительный по размерам активный каменный глетчер в Кордон дель Плато достигает в длину 5,5 км. В бассейне реки Мендосы, площадь которого 6311 км², насчитывается не менее 740 активных каменных глетчеров (Corte, Espízuza, 1981).

Активные каменные глетчеры Анд Мендосы занимают примерно одинаковые площади с открытыми ледниками. В бассейне Аква Негро суммарная площадь открытых ледников – 1,78 км², каменных глетчеров – 2,07 км² (Schrott, 1994). В Кордон дель Плато первая величина равна 48,27 км², вторая – 42,65 км² (Corte, Espízuza, 1981). Упомянутое соотношение площадей оледенения и активных каменных глетчеров в Андах Мендосы определяется, в конечном счете, сухостью высокогорий. Оно препятствует развитию ледников и способствует формированию каменных глетчеров. Сток вод с каменных глетчеров по своему объему местами часто сопоставим с ледниковым.

На активных каменных глетчерах широко распространены термокарстовые просадки, которые иногда достигают 300 м в поперечнике и многих метров в глубину (Corte, Espízuza, 1981).

Активные каменные глетчеры изучались и несколько севернее Мендосы – в Аргентинской провинции Сан-Хуан, под 30° ю. ш. Здесь, в бассейне реки Рио Негро, обстоятельно исследовались два крупных каменных глетчера – Эль Пасо и Дос Ленгуас (Schrott, 1994). Первый, его длина 1,9 км, спускается до высотного уровня 4620 м, второй длиной 1,25 км – до 4200 м (рис.26). Некоторые каменные глетчеры прослежены до высоты 4000 м, то есть до нижней границы подпояса прерывистой вечной мерзлоты. Сплошная криолитозона распространена выше 5200 м. Судя по фотографиям, помещенным в монографии Л. Шротта, оба упомянутых каменных глетчера – осыпного происхождения. По расчетам, их скорость передвижения варьирует от 14 до 38 см/год. Они сформировались 9–5 тыс. лет тому назад.

Древние каменные глетчеры в Андах (в Сьерра де Луис, отрог горного массива Кордовы) под 28° ю. ш. спускаются до 2600 м. В Прекордильере, под 33° ю. ш., они встречаются на высотах 1100–2500 м, а южнее, под 38° ю. ш. – на 500–700 м (Corte, 1983).

Древние каменные глетчеры наиболее выразительны на том отрезке Прекордильеры, который находится в 12–13 км к северо-западу от г. Мендоса. Здесь обнаружено семь древних каменных глетчеров, которые выходят из плиоцено-

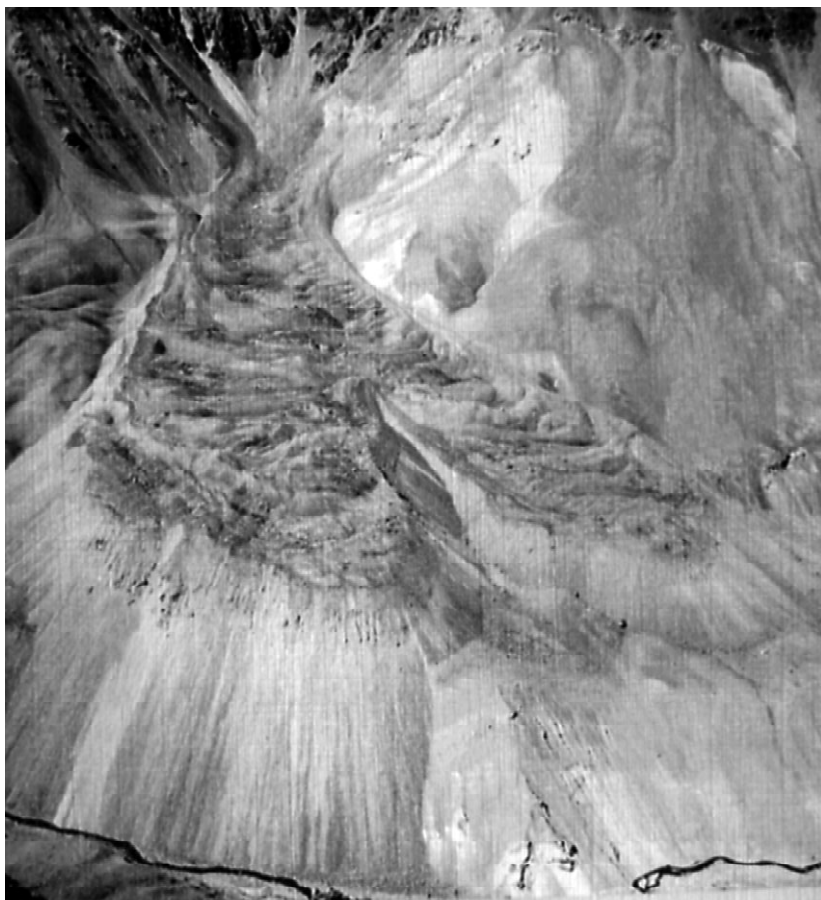


Рис. 26. Активный осыпной каменный глетчер Дос Ленгуас в Андах Аргентины (Schrott, 1994).

вых каров. Все они приурочены к юго-юго-западному, наиболее холодному макросклону хребта. Эти каменные глетчеры размещаются в интервале абсолютных высот 1100–1800 м. Самый крупный из них протягивается на 1,5 км, имея ширину 200–300 м (устное сообщение А. Корте и оценки А.П. Горбунова, сделанные во время посещения этой местности в 1990 г.). Высота фронтального уступа – 15 м, его крутизна – порядка 30°. На поверхности каменного глетчера отсутствуют дугообразные валы и ложбины, они сглажены временем. Но выпуклый его поперечный профиль именно такой, как это характерно для каменных глетчеров. На его поверхности произрастают кактусы и другие колючие кустарники и травы пустыни. По мнению А. Корте (устное сообщение), возраст древних каменных глетчеров раннеплейстоценовый. Их формирование на относительно небольших высотах было связано со значительными похолоданиями в прошлом (Горбунов, 2006 б).

В последние годы каменные глетчеры в Андах Мендосы активно изучает Д. Тромботто. В коллективной монографии для испаноязычных читателей представлен обзор их исследований к 2005 г. в Андах Мендосы (Trombotto, Ahumada, 2005).

В семиаридных Андах Чили и Аргентины с использованием математической статистики выявлены основные закономерности размещения каменных глетчеров и ледников (Brenning, Trombotto, 2006). Район исследования расположен между 32°45' и 34°30' ю. ш. В Андах Чили каменные глетчеры размещаются между 3250 и 4250 м, в Аргентине – между 3000 и 4800 м (Espízuza, 1983). В первом регионе наиболее благополучным для развития каменных глетчеров является интервал высот 3500–3750 м. Они занимают здесь 9% территории. Во втором регионе, оптимальные условия для каменных глетчеров находятся между абсолютными высотами 3750 и 4000 м, где они занимают 4% площади, а ледники – меньше 1%. Отмечено, что в семиаридной части Анд Чили и Аргентины насчитывается около 1526 каменных глетчеров. Этот регион – один из самых значительных в мире по плотности размещения этих перигляциальных форм рельефа (Brenning, Trombotto, 2006).

Д. Тромботто практикует новые подходы к изучению каменных глетчеров. Так, на активном каменном глетчере в местности Кордон дель Плата (32°24'–33°39' ю. ш. и 70°14'–70°46' з. д.) на абсолютной высоте 4200 м были отобраны образцы льда из термокарстовой депрессии. Лабораторные исследования их структуры выявили три генетические разновидности подземных льдов. Это позволило проследить предположительную эволюцию каменного глетчера (Trombotto et al., 2008).

В горах Кордон дель Плата с 1989 по 2008 гг. проведен температурный мониторинг на каменных глетчерах в долине Морена Колорадо. Наблюдения велись в сезонноталой (деятельной) толще каменного глетчера Балкон I и Балкон II на абсолютных высотах 3560 и 3770 м соответственно. В первом случае отмечено, что кровля вечной мерзлоты с 1992 по 2007 гг. углублялась в среднем на 25 см/год, во втором случае с 2007 по 2004 гг. – на 15 см/год. В настоящее время сезонное промерзание, проникающее на глубину около 4,2 м, уже не достигает кровли вечной мерзлоты. Криолитозона явно деградирует, о чем свидетельствуют и активные термокарстовые процессы (Trombotto, Borzotto, 2009).

Первое обобщение по техногенным каменным глетчерам Анд Чили помещено в статье А. Бреннинга (Brenning, 2008 б). Автор рассмотрел отвалы на золоторудных и других месторождений в Андах в районе 33° ю. ш. Они расположены в диапазоне абсолютных высот 3500–4250 м. Формирование крупных отвалов пустой породы здесь начинается с 1980-х годов и продолжается ныне. В условиях многолетнего промерзания большая часть обломочного материала сгружалась на естественные активные каменные глетчеры. Среди них самый длинный протягивается на 2,5 км. Наиболее крупный отвал на участке месторождения Сур-Сур (Sur-Sur) в 2005 г. простирался на 2 км в длину. Огромные массы обломочного материала резко увеличили давление на мерзлую толщу естественных каменных глетчеров, что привело к значи-

тельному увеличению их подвижности. Скорость движения у некоторых из них временами достигала 20 см/сутки. Влияние отвалов на природную обстановку высокогорного района многообразно. Они, несомненно, воздействуют и еще долго будут влиять на температурные характеристики естественных каменных глетчеров и на условия формирования в них льдов различного генезиса. При выветривании обломков пород отвалов происходит окисление талых вод, а они, в свою очередь, меняют гидрохимические параметры вод горных рек. В перспективе планируется разработка руд не только в Чили, но и Аргентине, в провинции Сан Хуан, где аналогичные работы будут проводиться на абсолютных высотах 4400–5300 м. Автор предупреждает, что складирование больших объемов обломочного материала в условиях вечной мерзлоты чревато многими неприятностями, включая и весьма опасные процессы. А. Бреннинг не использует термин «техногенные каменные глетчеры». Действительно, рассмотренные образования во многом отличаются от чисто техногенных форм. Они являют собой особую группу, которая нуждается в другом наименовании. Возможно, их следует называть природно-техногенными или смешанными каменными глетчерами.

2.5.2. Центральные Анды

Центральные Анды размещаются между 14°30' и 28° ю. ш. (Лукашова, 1958). Сведения о каменных глетчерах этой части Анд стали публиковаться относительно недавно, после 1998 г. До последнего времени было известно, что они прослеживаются к северу примерно до 20° ю. ш., где распространены выше 4650 м (Trombotto, Ahumada, 2005). В публикации К. Графа (Graf, 1981) приведена фотография, на которой зафиксированы лопастные каменные глетчеры в Андах Боливии (20°55' ю. ш. и 66° з. д.) на абсолютной высоте 4800 м.

Сравнительно недавно появились более обстоятельные сведения о каменных глетчерах Центральных Анд в интервале южных географических широт 22–16°. Так, были обнаружены активные каменные глетчеры в районе вулканического массива Чачани (16°11' ю. ш. и 71°31' з. д.) на территории Перу. Здесь они достигают в длину 1800 м (Palacios et al., 2009). Зафиксированы каменные глетчеры в горах Сьерро Аринтика (18°44' ю. ш.) на границе Боливии и Чили, близ вулканов Сан-Педро и Сан-Пабло (21°53' ю. ш.) в Чили (Payne, 1998). В районе описаны шесть активных каменных глетчеров. Они располагаются выше 4525 м. Длина самого крупного каменного глетчера, в районе вулкана Сан-Педро, достигает 1276 м. Максимальная ширина 355 м отмечена для каменного глетчера гор Сьерро Аринтика. Обращает на себя внимание необычайно большая высота (141 м) фронтального уступа каменного глетчера Чачани. Да и у остальных пяти она велика: от 44 до 80 м. Крутизна фронтальных откосов варьирует от 27 до 36°.

В недавней публикации приведена информация о 14 каменных глетчерах массива Сьерро Силлаяхуай (19°45' ю. ш. и 68°42' з. д., 5982 м над уровнем моря).

Они размещаются в основном в интервале абсолютных высот 5000–5300 м. Однако самый крупный каменный глетчер (0,853 км²) располагается между 5240 и 5960 м. Ниже всех расположен самый малый каменный глетчер – между 4975 и 5120 м. Все каменные глетчеры горного массива характеризуются небольшими размерами. Самый длинный простирается на 500 м. Площадь самого малого из них составляет всего 43 000 м². Высота фронтального уступа у некоторых – порядка 60 м (Bolch, Schröder, 2001).

В другой публикации рассмотрены признаки деградации активного каменного глетчера в Андах Боливии. Он поименован Какуелле, так как находится в горах с таким же названием, близ западного края огромного высокогорного солончака Уюни. Координаты каменного глетчера – 21°30' ю. ш. и 68°15' з. д. Размещается он в интервале высот 5400–5960 м (Francou et al., 1999). Его длина – около 1 км. Электронзондирование каменного глетчера показало, что лед и льдистые толщи в нем распространены только местами. На этом основании авторы статьи заключают, что он деградирует и из активного состояния переходит в неактивное. Удивительно, что столь высокогорный каменный глетчер теряет свою активность, тогда как другие образования такого рода, расположенные на высотах 1000 м и ниже, и примерно на тех же широтах (Раупе, 1998), заметно не деградируют, т.е. их активность не затухает. Возможно, будущие геофизические исследования уточнят упомянутое заключение о деградации каменного глетчера Какуелле.

2.5.3. Анды Венесуэлы

Древние каменные глетчеры зафиксированы и в Андах Венесуэлы. Здесь (8°52' с. ш. и 70°54' з. д.), обнаружен лопастной каменный глетчер осыпного генезиса в интервале высот 4440–4540 м. Его длина составляет около 230 м, а ширина – 700 м (Pérez, 1988).

Таким образом, наиболее примечательными регионами в отношении каменных глетчеров являются Анды субтропиков Чили и Аргентины. Здесь идеальные условия для их развития – высокая аридность, глубокое расчленение рельефа и большая абсолютная высота гор. До сих пор еще слабо изучены каменные глетчеры в Андах севернее 22° ю. ш.

Не исключено, что каменные глетчеры в Андах есть и близ экватора. Но такого рода сведения у авторов настоящей публикации отсутствуют. В Южной Америке, по осторожной оценке, существуют не менее 3000 каменных глетчеров всех разновидностей.

2.6. Антарктика

Изучение каменных глетчеров Антарктики начинается в конце 1970-х годах.

2.6.1. Антарктида

Известно, что только около 2% территории Антарктиды свободно от ледового покрова. Поэтому условия для образования каменных глетчеров весьма ограничены.

Своеобразная обстановка формирования активных каменных глетчеров отмечена в Трансантарктических горах Антарктиды (78° ю. ш.). Широкое развитие ледового покрова, средние годовые температуры воздуха около -20°C , высокая аридность (годовая норма атмосферных осадков менее 80 мм) и редкие переходы температур через 0°C , определяют слабое проявление морозного выветривания горных пород. Все это обуславливает, в конечном счете, необычно медленное формирование каменных глетчеров. На огромной территории выявлено всего около двух десятков активных каменных глетчеров (Мягков, 1981). Обломочные отложения здесь насыщаются инфильтрационным льдом крайне медленно, в результате чего развитие каменного глетчера происходит в течение многих сотен тысяч лет. Для сравнения укажем, что в Тянь-Шане для этого требуются сотни и первые тысячи лет. В силу низких температур, как правило, ниже -10°C , лед в них слабопластичен, поэтому скорости движения каменных глетчеров чрезвычайно малы – обычно несколько миллиметров в год, то есть на два порядка в среднем меньше, чем в Тянь-Шане или Альпах.

В районе «сухой» долины Тейлора (Земля Виктории) в интервале $77^{\circ}45' - 77^{\circ}25'$ ю. ш. обнаружено 32 каменных глетчера в интервале высот 110–1300 м (Mayewski, Hassinger, 1980; Hassinger, Mayewski, 1983). Выделено четыре морфологических типа активных каменных глетчеров. Обычно их длина составляет около нескольких сотен метров. Самый крупный протягивается на 2600 м. Скорость их движения за 12-летний период наблюдений изменялась от нескольких миллиметров до 1–3 см/год. Исследования каменных глетчеров Я.М. Хассингера и П.А. Маевского (Hassinger, Mayewski, 1983) являются самыми обстоятельными в Антарктиде. Они позволили определить структуру этих образований геофизическими методами, выявить их активность, определить осыпной и ледниковый генезис.

2.6.2. Остров Джеймса Росса

Географические координаты острова Дж. Росса – 64° ю. ш. и 58° з. д. Он находится у восточного берега Антарктического полуострова. Его площадь – 2444 км². Большая часть острова занята ледниковым покровом. Повсеместно развита вечная мерзлота. Каменные глетчеры распространены по северо-западному побережью острова, где сплошной ледовый покров отсутствует. Их здесь не менее десятка. Самый крупный протягивается на 1100 м. Большая часть каменных глетчеров ледникового происхождения, меньшая – осыпного. Первые распространены выше 200 м, вторые – выше 150 м (Humlum, 1998 б; Fukui et al.,

2007б). Проведены геофизические и геодезические исследования на одном из каменных глетчеров острова. Пробурены две скважины, что позволило выявить много схожего в строении и механизме движения каменного глетчера с долинным ледником. Отмечено, что скорость движения каменного глетчера уменьшается с глубиной (Fukui et al., 2008). Современные каменные глетчеры начали формироваться на острове около 1200 лет тому назад (Humlum, 1998 б).

2.6.3. Южные Шетландские острова

Эти острова находятся у западного берега Антарктического полуострова под 65–64° ю. ш. Здесь выпадает в год около 800 мм атмосферных осадков. Средние годовые температуры воздуха выше –3°C, т.е. на островах теплее и влажнее, нежели на самом континенте. Это обстоятельство определяет более высокую скорость движения каменных глетчеров. Она, в среднем, составляет 30 см в год. Некоторые каменные глетчеры спускаются непосредственно в море (Barsch, 1996).

2.6.4. Остров Южная Георгия

Координаты острова Южная Георгия – 54° ю. ш. и 39° з. д. Его длина – 170 км. Он горист, наивысшая вершина поднимается до 2934 м. Почти 60% его территории занято ледниками. Годовая норма атмосферных осадков близка к 1500 мм. Вечная мерзлота развита выше 150–200 м над уровнем моря. На юго-востоке острова находятся два каменных глетчера (Birnie, Thom, 1982).

Первый из них, именуемый Cooper Sound, протягивается от высотной отметки 200 м до 57 м на 1,5 км. Он характеризуется сложным строением. Его верхняя часть или ступень выше 175 м имеет свежий вид. Она сложена крупными обломками габбро, на которых практически отсутствуют накипные лишайники. Поперечные валы и ложбины на фотографии, приведенной в публикации, не просматриваются. Они, видимо, сглаживаются снежными лавинами. Вторая ступень имеет классический облик, на ней четко выражены дугообразные валы и ложбины. Ступень прослеживается вниз до 119 м. Примерно 25% каменных поверхностей покрыто лишайниками. Нижние две ступени почти полностью задернованы. Валы и ложбины слабо развиты на третьей ступени, а на четвертой они не просматриваются. Описание каменного глетчера и его фотография позволяют заключить, что его верхняя ступень активна, вторая – теряет активность и переходит в неактивное состояние. Две нижние ступени – древние каменные глетчеры, которые сформировались на рубеже позднего плейстоцена и голоцена. Верхние две ступени, вероятно, осыпного генезиса, две нижние – ледникового.

Второй каменный глетчер, Binary Peaks, протягивается в длину всего на 175 м, размещаясь между 400 м и 365 м над уровнем моря. Он осыпного происхождения. Фотография свидетельствует о его неактивном состоянии.

Всего в Антарктике около 70 каменных глетчеров. Можно предположить, что число их, по мере расширения исследований, несколько возрастет. Вероятно, в горах Антарктиды многие каменные глетчеры – самые древние на Земле.

Рассматривая каменные глетчеры Америки и Антарктики, следует заключить, что наиболее обстоятельно они изучены в Северной Америке и Гренландии. В Южной Америке значительные пространства Анд остаются пока вне сферы таких исследований. Не исключено, что ряд горных массивов Антарктиды весьма перспективен в отношении многогранного познания каменных глетчеров. Их детальное изучение позволит выявить специфику строения, динамики и эволюции этих форм рельефа в условиях самого сурового климата Земли. Они могут быть использованы и для моделирования каменных глетчеров Марса. Можно уже сейчас уверенно констатировать, что в Антарктиде находятся самые медленные каменные глетчеры нашей планеты.

В горах западного полушария, по предварительной и очень осторожной оценке, несколько более 9000 каменных глетчеров. Активные их формы приурочены исключительно к поясу вечной мерзлоты, неактивные иногда встречаются и за пределами упомянутого пояса, древние, как правило, находятся ниже границы этого пояса.

Соотношение числа активных, неактивных и древних каменных глетчеров существенно меняется от места к месту. В приполярных районах преобладают активные их разновидности. На средних широтах заметно возрастает число неактивных форм, появляются и древние образования. На низких широтах господствуют неактивные и древние каменные глетчеры. Абсолютные высоты и морфология гор часто вносят существенные коррективы в эти закономерности. Например, встречаются горные массивы на средних широтах, где полностью отсутствуют активные и неактивные каменные глетчеры (горы штата Нью-Мексико). Бывает и так, что почти полностью отсутствуют древние их разновидности (горы Аляски, Гренландии и Антарктиды).

До сих пор многие аспекты каменных глетчеров очень слабо изучены или остаются спорными. К их числу относятся гидрология этих горных образований, внутреннее строение и эволюция. Однако уже сейчас уверенно можно констатировать, что в них сосредоточены огромные массы подземных льдов, оцениваемые во многие кубические километры.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведенный региональный обзор каменных глетчеров мира не претендует на полноту. Он рисует лишь общую картину географии этих крупнейших перигляциальных форм рельефа. Авторы стремились показать значение познания сущности каменных глетчеров для решения многих географических и других природных проблем.

Изучение их эволюции и генезиса позволяет открывать новые страницы развития оледенения и изменения климата Земли на протяжении, главным образом, голоцена, а иногда и более отдаленных геологических времен.

В этом отношении наиболее примечательны древние каменные глетчеры. Они до сих пор наименее изучены, хотя таят в себе важнейшие сведения. Учет их количества в горах, подвергавшихся многократному оледенению, далеко не полон. Связано это с тем, что большая их часть перекрыта моренами и активными каменными глетчерами или просто уничтожена последующими ледниками и водными потоками. Так, например, в Заилийском и Кунгей Алатау (Тянь-Шань) выявлено около 870 активных их разновидностей и только 183 древних, включая и неактивные формы. Логично предположить, что число древних каменных глетчеров здесь сопоставимо с количеством их активных форм. Заметим, что до сих пор нет достаточно надежных признаков отличий древних от неактивных форм, так как между ними возможно формирование различных переходных образований.

Особенно благоприятные условия для сохранения самых древних каменных глетчеров наблюдаются в относительно низких горах, в которых последующее оледенение отсутствовало или было слабо выражено. Об этом свидетельствуют факты обнаружения плиоценовых и раннеплейстоценовых каменных глетчеров и их предполагаемых отложений в Прекордильере (Corte, 1983; Горбунов, 2006), в горах Дагестана (Кожевников с соавт., 1980), Катрантау, Гиссаро-Алае (Резвой, 1957), в пределах Ферганского хребта (Шульц, 1948) и в других местах.

Не исключено, что палеозойские и докембрийские моренные отложения (тилиты) не всегда являются таковыми по генезису. Возможно, что часть из них относится к отложениям древних каменных глетчеров.

Каменные глетчеры являются надежными индикаторами былой и современной вечной мерзлоты. А она позволяет проследивать изменения климатических условий в течение различных отрезков времени голоцена и позднего плейстоцена.

Каменные глетчеры содержат сведения о некоторых сторонах рельефообразования и о процессах выветривания коренных горных пород, происходящих не только на Земле, но и на Марсе.

Активные каменные глетчеры заметно влияют на формирование стока в горах, особенно в аридных регионах. Они, как правило, наполовину состоят из льда различного генезиса. Обычно эти ледяные ресурсы далеко не в должной мере принимаются во внимание при различных оценках. По самым ориентиро-

вочным подсчетам, в горах мира активные каменные глетчеры содержат около 70 км² льда.

Каменные глетчеры оказывают определенное воздействие на почвенно-растительный покров. Характер растительности на них позволяет решать ряд вопросов, связанных с их эволюцией, возрастом и динамикой.

Образование многих горных озер, формирование гляциальных селевых потоков, обвалов и оползней в той или иной мере связано с каменными глетчерами. Следовательно, они входят в группу опасных природных явлений.

Особого внимания заслуживают техногенные каменные глетчеры и подобные им формы. По мере развития горнорудной промышленности в горах, где отвалы пород подвергаются промерзанию, эти антропогенные образования все в большей степени будут влиять на технологию извлечения полезных ископаемых. Поэтому необходимы обстоятельные исследования в местах добычи полезных ископаемых с целью выработки мер эффективного предотвращения негативных последствий подобных работ.

Проведенный обзор географии каменных глетчеров мира позволил впервые оценить их количество в 45 000. На долю активных их разновидностей приходится не менее 30 000. Ясно, что эти цифры ориентировочны. Но они скорее занижены, нежели завышены.

ЛИТЕРАТУРА

- Агатова А.Р., Ван Хьюл В., Мистрюков А.А.** Динамика ледника Софийского (Юго-Восточный Алтай): последний ледниковый максимум – 20 век//Геоморфология. – 2002. – № 2. – С. 92–104.
- Агеев К.С., Дитмар А.В.** Некоторые особенности рельефа высокогорных районов Корякского нагорья//Уч. зап. НИИ Геологии Арктики. Региональная геология. – Л., 1964. – Вып.4. – С. 137–149.
- Барыков А.А.** К методике изучения каменных глетчеров//Геоморфология. – 1991, № 4. – С. 32 – 35.
- Богачев С.С., Шматков В.А., Козлов А.А.** Каменные глетчеры севера Хабаровского края //География и природные ресурсы. – 1994, № 2. – С. 182–184.
- Бондарев Л.Г.** Очерки по оледенению массива Ак-Шийрака. – Фрунзе: Изд-во АН КиргССР, 1963. – 202 с.
- Бруханда В.И.** Каменные глетчеры Кавказа и Памиро-Алая и их связь с пульсациями ледников //Мат-лы гляциологических исследований. – 1976, Вып. 27. – С. 63–70.
- Володичева Н.А., Лабутина И.А.** Каменные глетчеры Приэльбрусья//Мат-лы гляциологических исследований. – 1996. – Вып. 80. – С. 98–102.
- Галанин А.А.** Строение и динамика современных ледников и каменных глетчеров восточной части Корякского хребта (на основе лихенометрических данных)//Комплексные исследования Чукотки (проблемы геологии и биогеографии). – Магадан: Изд-во Северо-Восточного комплексного научно-исследовательского института (СВКНИИ). – 1999. – С.103–128.
- Галанин А.А.** Лихенометрия: современное состояние и направление развития метода (аналитический обзор). – Магадан: Изд-во СВКНИИ. – 2002. – 74 с.
- Галанин А.А.** Каменные глетчеры – особый тип современного горного оледенения северо-востока Азии//Вестник ДВО РАН. – 2005. – № 5. – С. 59–70.
- Галанин А.А.** Каменные глетчеры: история изучения и современные представления//Вестник Северо-Восточного научного центра ДВО РАН. – 2008. – № 3. – С.15–33.
- Галанин А.А.** Каменные глетчеры Северо-Востока России: строение, генезис, возраст, географический анализ. Автореферат дисс. докт. геогр. н. – Владивосток. – 2009. – 42 с.
- Галанин А.А., Глушкова О.Ю.** Позднеголоценовая динамика бронированных ледников и каменных глетчеров в хребтах Корякский и Искатень//Мат-лы гляциологических исследований. – 2004. – Вып. 97. – С. 161–169.
- Галанин А.А., Глушкова О.Ю.** Каменные глетчеры северо-востока Азии//Мат-лы гляциологических исследований. – 2005. – Вып. 98. – С. 30–43.
- Галанин А.А., Глушкова О.Ю.** Оледенения, климат и растительность района Тауской губы (Северное Приохотье) в позднечетвертичное время//Геоморфология. – 2006. – № 2. – С. 50–61.
- Галанин А.А., Моторов О.В., Замош М.Н.** Техногенные каменные глетчеры в районах освоения коренных месторождений Северо-Востока//Вестник Северо-Восточного научного центра ДВО РАН. – 2006. – № 1. – С.17–28.
- Глазовский А.Ф.** Каменные глетчеры (состояние проблемы)//Криогенные явления высокогорий. – Новосибирск: Наука. – 1978. – С. 59–72.
- Гобеджишвили Р.Г.** Каменные глетчеры Грузии//Сообщения АН Грузинской ССР. Физическая география. – 1978. – 90. – № 1. – С. 93–95.
- Гобеджишвили Р.Г., Рехвинашвили А.В.** Современные и древние каменные глетчеры Суганского хребта (Центральный Кавказ)//Тр. Геогр. об-ва ГССР. – 1988. – Вып. 17. – С.12–19.
- Горбунов А.П.** Каменные глетчеры Заилийского Алатау//Криогенные явления Казахстана и Средней Азии. – Якутск: Институт мерзлотоведения СО АН СССР. – 1979. – С. 5–34.
- Горбунов А.П.** Каменные ледники. – Новосибирск:Наука. – 1988. – 110 с.
- Горбунов А.П.** Аномальное распространение вечной мерзлоты//Криосфера Земли. – 2002. – № 4. – С. 25–29.

- Горбунов А.П.** Каменные глетчеры Азиатской России//Криосфера Земли. – 2006 а. – Т. X. – № 1. – С. 22–28.
- Горбунов А.П.** Криогенез и ледники в Андах Мендосы, Аргентина: настоящее и прошлое//Криосфера Земли. – 2006 б. – Т. X. – № 3. – С. 69–75.
- Горбунов А.П., Северский Э.В.** Крупнейший в Тянь-Шане комплексный каменный глетчер//Геоморфология. – 2000. – № 3. – С. 48–54.
- Горбунов А.П., Титков С.Н.** Каменные глетчеры гор Средней Азии.– Якутск: Институт мерзлотоведения СО АН СССР. – 1989. – 164 с.
- Гребенец В.И., Титков С.Н.** Инженерно–геологические риски, связанные с формированием техногенных каменных глетчеров//Инженерная геология. – М. – 2006. – С. 33–37.
- Гросвальд М.Г.** Каменные глетчеры Восточного Саяна//Природа. – 1959. – №2. – С. 89–91.
- Докукин М.Д.** Каменные глетчеры Центрального Кавказа как селевые очаги//Тр. Высокогорного геофизического института. – М.: Гидрометеиздат. – 1987 а. – Вып. 70. – С. 33–42.
- Докукин М.Д.** Некоторые данные о морфологии и динамике каменных глетчеров Центрального Кавказа (бассейны рек Баксан и Чегем)//Там же. – 1987 б. – С. 56–64.
- Докукин М.Д.** Типы моренного рельефа и селевая опасность (на примере северного склона Центрального Кавказа)//Автореферат дисс. канд. геогр. н. – М. – 1993. – 22 с.
- Долгушин Л.Д.** Современное оледенение Наньшаня//Изв. АН СССР. Серия географическая. – 1959. – № 6. – С. 33–43.
- Заморув В.В.** Каменные потоки в Катунском хребте (Центральный Алтай)//Тр. ВСЕГЕИ (Мат. по четвертичной геологии и геоморфологии). – Новая серия. – 1963. – Т. 90. – С. 126–133.
- Заморув В.В.** Каменные глетчеры в хребте Хамар-Дабан//Изв. ВГО. – 1965. – Т. 97. – Вып. 1. – С. 80–81.
- Заморув В.В.** О строении и происхождении каменных глетчеров//Изв. ВГО. – 1981. – Т. 113. – Вып. 6. – С. 479–484.
- Заморув В.В., Малаховский В. Д.** Геоморфологические наблюдения в Буордахском массиве //Изв. ВГО. – 1975. – Т. 107. – Вып. 5. – С. 450–455 .
- Ивановский Л.Н.** Формы ледникового рельефа и их палеогеографическое значение на Алтае. – Л.: Наука. – 1967. – 263 с.
- Ивановский Л.Н.** Каменные глетчеры и их возраст на Алтае//Вопросы динамической геоморфологии Сибири. – Иркутск. – 1977. – С. 125–137.
- Ивановский Л.Н.** Гляциальная геоморфология гор. – Новосибирск: Наука. – 1981. – 173 с.
- Иверонова М.И.** Каменные глетчеры Северного Тянь-Шаня//Работы Тянь-Шанской физико-географической станции. – М. – 1950. – Вып. 1. – С. 69–88.
- Калесник С.В.** Очерки гляциологии. – М.: Изд-во географической литературы. – 1963. – 551 с.
- Кавказ** – М.: Наука. – 1966. – 482 с.
- Кожевников А.В.** Антропоген гор и предгорий. – М.: Недра. – 1985. – 180 с.
- Кожевников А.В., Никитин М.Ю., Лян Р.Н.** Каменные глетчеры горного Дагестана (Восточный Кавказ)//Вестник МГУ. Серия геология. – 1980. – № 2. – С. 14–26.
- Кораблев О.И.** По следам воды на Марсе//Земля и Вселенная. – 2008. – № 4. – С. 19–28.
- Корейша М.М.** Оледенение Верхоянско–Колымской области. – М.: Изд-во АН СССР. – 1991. – 143 с.
- Короткий А.М.** Оледенения и псевдогляциальные образования юга Дальнего Востока СССР//Плейстоценовые оледенения востока Азии. – Магадан: СВКНИИ. – 1984. – С. 174–185.
- Красносельский Э.Б.** Одна из хибинских проблем//Природа. – 1984. – № 9. – С. 56–61.
- Краснослободцев И.С.** О каменных глетчерах Большого Кавказа//Вестник МГУ. Серия география. – 1971. – № 1. – С. 95–97.
- Кудрявцев В.А., Тюрин А.И., Мелентьев В.С.** Приближенная оценка скоростей движения курумов//Вестник МГУ. Сер. геология. – 1978. – Вып. 2. – С. 114–118.
- Кузьмин Р. О.** Криолитосфера Марса. – М.:Наука. – 1983. – 141 с.
- Лукашова Е.Н.** Южная Америка. – М.: Учпедгиз. – 1958. – 465 с.
- Максимов Е.В.** О ледниках массива Мунку-Сардык в Восточном Саяне//Известия ВГО. – 1965. – Т. 97. – Вып. 2. – С. 176–180.

- Максимов Е.В., Осмонов А.О.** Особенности современного оледенения и динамика ледников Киргизского Ала-Тоо. – Бишкек: Илим. – 1995. – 199 с.
- Матвеев С.М.** Каменные потоки//Проблемы физической географии. – М.: Изд-во АН СССР. – 1938. – Вып. VI. – С. 92–124.
- Марков К.К.** Геоморфологический очерк Северного Памира и Вахии по наблюдениям 1932 – 1933 гг.//Тр. ледниковой экспедиции. – Л. – 1936. – Вып. 1. – С. 267–485.
- Марков К.К.** Проблемы палеогеографии антропогена Марокко//Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода. – 1961. – № 26. – С. 103–119.
- Михайлов Н.Н., Останин О.В., Катаро Ф.** «Каменные глетчеры» Алтая и перигляциальные процессы//Университетская география. Материалы Юбилейной научной конференции 9-10 декабря 2004 г. – М.: МГУ. Географический факультет. – 2005 а. – С. 177–183.
- Михайлов Н.Н., Останин О.В., Тагильцева Е.В., Фукуи К.** Мерзлотные каменные образования Юго–Восточного и Центрального Алтая//Рельеф и природопользование предгорных и низкогорных территорий. Мат-лы международной научно–практической конференции. Барнаул, 3–7 ноября 2005 г. – Барнаул: Изд-во Алтайского ун-та. – 2005 б. – С. 222–225.
- Михайлов Н.Н., Останин О.В., Фукуи К.** Гляциально–мерзлотные каменные образования Алтая и их изменения//Вестник Санкт-Петербургского университета. Сер. 7. – 2007. – Вып. 3. – С. 91–99.
- Моторов О.В.** Состав, строение, температурный режим промерзающих отвалов горных пород и возможность их эволюции в каменные глетчеры. Автореферат дисс.канд. геогр. н. – Якутск: ИМЗ СО РАН. – 2008. – 19 с.
- Мягков С.М.** Каменные глетчеры Трансантарктических гор//Антарктика. – 1981. – Вып. 20. – С. 89–92.
- Некрасов И.А., Гравис Г.Ф.** Погребенные ледники хребта Удокан//Геокриологические условия Забайкалья и Прибайкалья. – М.: Наука. – 1967. – С. 182–192.
- Оледенение Эльбруса.** – М.: Изд-во МГУ. – 1968. – 343 с.
- Пальгов Н.Н.** Наблюдения над движением одного из каменных глетчеров хребта Джунгарского Алатау//Изв. АН КазССР. Серия геологическая. – 1957. – Вып. 2. – С.195–207.
- Петров М.А.** Образование каменных глетчеров в верховьях р. Шихимардансай//Тр. Среднеазиатского регионального научно–исследовательского института. – М.: Гидрометеиздат. – 1987. – С. 100–102.
- Пластинин Л.А., Войлошников В.А., Латышев В.П., Плюснин В.М.** Аэрофотогеодезические методы изучения склоновых физико–геологических процессов в горном районе БАМа //Инженерно–геологические и мерзлотные исследования Дальнего Востока и района БАМа. Межвузовский сборник научных трудов. – Хабаровск: Хабаровский политехнический институт. – 1978. – Вып. 123 (204). – С. 12 –128.
- Пластинин Л.А., Плюснин В.М., Чернышов Н.И.** Ландшафтно–аэрокосмические исследования экзогенного рельефообразования в Кодарско–Удоканском горном районе. – Иркутск: Изд-во Иркутского ун-та. – 1993. – 200 с.
- Плюснин В.М.** Ландшафтный анализ горных территорий. – Иркутск: Изд-во Института географии СО РАН. – 2003. – 257 с.
- Плюснин В.М.** Реакция внутриконтинентальных горных геосистем на глобальные изменения климата//География и природные ресурсы. – 2007. – № 3. – С. 67–74.
- Плюснин В.М.** Динамика нивально–гляциальных систем Юго–Восточной Сибири//Гляциология от Международного геофизического года до Международного полярного года. Тез. докл. на XIV гляциологическом симпозиуме. – Иркутск: Изд-во Института географии СО РАН. – 2008. – С. 98.
- Пономарев В.М.** Четвертичные отложения и вечная мерзлота Чукотки. – М.: Изд-во АН СССР. – 1953. – 267 с.
- Преображенский В.С.** Кодарский ледниковый район (Забайкалье). – М.: Изд-во АН СССР. – 1960. – 74 с.
- Райс Р. Дж.** Основы геоморфологии. – М.: Прогресс. – 1980. – 574 с.

- Резвой Д.П.** «Брекчии осыпей» в Южной Фергане как своеобразный тип четвертичных отложений//Землеведение. Сборник Московского общества испытателей природы. Новая серия. – М.: Изд-во Моск. ун-та. – 1957. – Т. 4 (44). – С. 238–241.
- Рехвиашвили А.В., Гобеджишвили Р.Г.** Современные и древние каменные глетчеры Сванетии //Мат-лы гляциологических исследований. – 1990. – Вып. 69. – С. 117–120.
- Романовский Н.Н., Тюрин А.И., Сергеев Д.О., Афонская Л.Г., Бойков С.А., Волкова В.П., Волченков С.Ю., Зайцев В.Н., Климов И.В., Лисицына О.М., Соловьев В.П., Явелов А.В.** Курумы гольцового пояса гор. – Новосибирск: Наука. – 1989. – 151 с.
- Савоскул О.С.** Применение лихенометрии и тефрохронологии для датирования голоценовых ледниковых отложений на Камчатке//Вулканология и сейсмология. – 2000. – № 5. – С. 54–64.
- Сарана В.А.** Ледники плато Путорана//Вестник МГУ, Сер. география. – 2005. – № 5. – С. 47–53.
- Сазыкин А.М.** Каменные глетчеры Буреинского нагорья//Вопросы гидрометеорологии и физической географии Дальнего Востока. – Владивосток: Дальневосточный университет. – 1992. – С.92–102.
- Соломина О.Н., Чайко А.В., Чайко И.Е.** Лихенометрическое датирование природных и антропогенных форм рельефа на Алтае//Геоморфология. – 1992. – № 3. – С. 82–89.
- Северский Э.В.** Ландшафты каменных глетчеров Северного Тянь-Шаня//Геокриологические исследования в горах СССР. – Якутск: Институт мерзлотоведения СО АН СССР. – 1989. – С. 109–117.
- Сейнова И.В., Мезенина Т.Н.** Каменные глетчеры – очаги зарождения селей в бассейне р. Чегем //Мат-лы гляциологических исследований. – 1987. – № 60. – С. 179–183.
- Суслов В.Ф.** Каменные глетчеры Кичик-Алая//Вопросы гляциологии Средней Азии. Тр. Среднеазиатского НИГМИ. – Л. – 1966. – Вып. 27. – С. 13–17.
- Тараканов А.Г.** Особенности распространения и условия развития каменных глетчеров в высокогорье Тянь-Шаня//Мат-лы гляциологических исследований. – 1984. – Вып. 51. – С. 83–88.
- Тараканов А.Г.** Каменные глетчеры хребта Джетым–Бель (Внутренний Тянь-Шань)//Изв. Всесоюз. геогр. об-ва. – 1987. – 119. – № 1. – С.63–67.
- Тараканов А.Г.** Строение и развитие присклоновых каменных глетчеров (Внутренний Тянь-Шань и хребет Терской-Алатау)//Геоморфология. – 1988. – № 3. – С.70 – 76.
- Тараканов А.Г.** О питании каменных глетчеров Тянь-Шаня//Мат-лы гляциологических исследований. –1989. – Вып. 67. – С.175 – 183.
- Титков С. Н.** Каменные глетчеры массива Ак-Шийрак//Региональные и инженерные геокриологические исследования. – Якутск. – 1985. – С. 80–88.
- Титков С.Н., Северский Э.В.** Каменные глетчеры Кюнгей Ала-Тоо (Северный Тянь-Шань) //Геокриологические исследования. – М.: Изд-во Моск. ун-та. – 1987. – С. 196–212.
- Титов Э.Э.** Основные черты современного коллювиального морфогенеза в горах Северо-Востока СССР//Геоморфология. – 1976. – № 2. – С. 11–25.
- Троицкий Л. С.** О голоценовых стадиях оледенения на Шпицбергене//Материалы гляциологических исследований. – 1971. – Вып. 18. – С. 63–67.
- Троицкий Л.С., Ходаков В.Г., Михалев В.И., Гуськов А.С., Лебедева И.М., Адаменко В.Н., Живкович Л.А.** Оледенение Урала//Гляциология. – М.: Наука. – 1966. – № 16. – 305 с.
- Уошборн А.Л.** Мир холода. – М.: Прогресс. – 1988. – 382 с.
- Черкасов П.А.** Динамика каменного глетчера Низкоморенного за 35 лет//Ледники, снежный покров и лавины в горах Казахстана. – Алма-Ата: Наука. – 1989. – С. 180–216.
- Чернышев Н.И.** Изучение генезиса и развития присклоновых каменных потоков хр. Кодар //Географические проблемы освоение восточных районов СССР. – Иркутск: Академия наук СССР. – 1984. – С. 122–123.
- Чистяков К.В., Москаленко И.Г., Ганюшкин Д.А.** Многолетняя мерзлота массива Монгун-Тайга (Юго-Восточный Алтай) и ее динамика//Гляциология от Международного геофизичес-

- кого года до Международного полярного года. Тез. докл. на XIV гляциологическом симпозиуме. – Иркутск: Изд-во Института географии СО РАН. – 2008. – с. 134.
- Шпинь П.С.** Оледенение Кузнецкого Алатау. – М.: Наука. – 1980. – 84 с.
- Шульц С.С.** О гравитационных (массовых) движениях в Тянь-Шане//Изв. Киргизского филиала АН СССР. – 1947. – Вып. 6. – С. 85–96.
- Шульц С. С.** Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. – М.: Огиз-Географгиз. – 1948. – 222 с.
- Allen S., Owens I., Huggel C.** A First Estimate of Mountain Permafrost Distribution in the Mount Cook Region of New Zealand's Southern Alps//Proceedings of the 9th International Conference on Permafrost, University of Alaska Fairbanks. – 2008. – P. 37–42.
- Aoyama M.** Estimating the age of rock glaciers from weathering rind thickness in the Yari–Hotaka Mountain Range, Northern Japanese Alps//Geographical Reports of Tokyo Metropolitan University – 2001. – № 36. – P. 49–58.
- Aoyama M.** Permafrost environment in the Yari–Hotaka Mountains, southern part of the Northern Japanese Alps//Proceedings of 8th International Conference on Permafrost. – 2003. – P. 15–19.
- Arfstrom J.D.** Protalus Ramparts and Transverse Ridge Moraines on Mars: Indicators of Surface Ice Depositional Processes//Lunar and Planetary Science XXXIV (2003) <http://www.lpi.usra.edu/meetings/lpsc2003/pdf/1050.pdf>.
- Arpat E., Oezgul N.** Rock glaciers in Geyik Dagı area, central Taurus//Maden Tetkik Arama Enst. Bull. – 1972. – № 78. – P. 28–32.
- Avian M., Kellerer–Piklbauer A., Bauer A.** Remote Sensing Data for Monitoring Periglacial Processes in Permafrost Areas: Terrestrial Laser Scanning at the Hinteres Langtalar Rock Glacier, Austria //Proceedings of the 9th International Conference on Permafrost, University of Alaska Fairbanks. – 2008. – P. 77–82.
- Ballantyne C.K.** Some Observations on the Morphology and Sedimentology of Two Active Protalus Ramparts, Lyngen, Northern Norway//Arctic and Alpine Research. – 1987. – Vol. 19. – № 2. – P. 167–174.
- Ballantyne C.K., Benn D.I.** Glaciological Constraints on Protalus Rampart Development//Permafrost and Periglacial Processes. – 1994. – Vol. 5. – № 3. – P. 145–153.
- Barsch D.** Eine Abschätzung von Schuttproduktion und Schutttransport im Bereich aktiver Blockgletscher der Schweizer Alpen//Z. Geomorph. N. F., Suppl.–Bd. 28. – 1977. – S. 148–160.
- Barsch D.** Blockgletscher – Studien, Zusammenfassung und offene Probleme//Mesoformen des Reliefs im heutigen Periglazialraum. – Göttingen. – Vandenhoeck & Ruprecht. – 1983. – S. 133–150.
- Barsch D.** Rockglaciers. – Berlin, Springer–Verlag. – 1996. – 331 p.
- Barsch D., Fierz H., Haeblerli W.** Shallow Core Drilling and Bore-hole Measurements in Permafrost of an Active Rock Glacier near the Grubengletscher, Wallis, Swiss Alps//Arctic and Alpine Research. – 1979. – Vol. 11. – № 2. – P. 215–228.
- Barsch D., Jakob M.** Active rockglaciers and the lower limit of discontinuous alpine permafrost in Khumbu Himalaya, Nepal//Proceedings of the 6th International Conference on Permafrost. – Beijing, 5–9 July 1993. – Vol. 1. – P. 27–31.
- Bauer A., Paar G.** Terrestrial laser scanning for rock glacier monitoring//Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost. – Zürich. – 2003. – P. 55–60.
- Belloni S., Pelfini M., Smiraglia C.** Morphological features of the active rock glaciers in the Italian Alps and climatic correlations//Proceedings of the 5th International Conference on Permafrost. – Zürich. – 1988. – P. 678–682.
- Belloni S., Carton A., Dramis F., Smiraglia C.** Distribution of permafrost, glaciers and rock glaciers in the Italian Mountains and correlations with climate: an attempt to synthesize//Proceedings of the 6th International Conference on Permafrost. – Beijing, 5–9 July 1993. – Vol. 1. – P. 36–41.
- Benedict J. B., Benedict R. J.** Arapaho Rock Glacier, Front Range, Colorado, U.S.A.: A 25–Year Resurvey//Arctic and Alpine Research. – 1986. – Vol. 18. – № 3. – P. 349–352.
- Berger J., Krainer K., Mostler W.** Dynamics of active rock glacier (Ötztal Alps)//Quaternary Research. – 2004. – 62. – P. 233–242.

- Birnie R. V., Thom G.** Preliminary observations on two rock glaciers in South Georgia, Falkland Islands Dependencies//*Journal of Glaciology*. – 1982. – Vol. 28. – № 99. – P. 377–386.
- Blagbrough J. W.** Rock glaciers in the Capitan Mountains, south-central New Mexico//*Geol. Soc. Am., Abs. with Prog. (Rocky Mountain Section)*. – 1976. – Vol. 8(5). – P. 570–571.
- Blumstengel W., Harris S. A.** Observations on an active lobate rock glacier, Slims River Valley, St. Elias Range, Canada//*the 5th International Conference on Permafrost in Trondheim, Norway*. – 1988. – Proceed. 1. – P. 689–694.
- Bodin X., Schoeneich Ph., Jaillet S.** High-Resolution DEM Extraction from Terrestrial LIDAR Topometry and Surface Kinematics of the Creeping Alpine Permafrost: The Laurichard Rock Glacier Case Study (Southern French Alps)//*Proceedings of the 9th International Conference on Permafrost, University of Alaska Fairbanks*. – 2008. – P. 137–142.
- Bolch T., Schröder H.** Geomorphologische Kartierung und Diversitätsbestimmung der Periglazialformen am Cerro Sillajhuay (Chile/Bolivien)//*Erlanger Geographische Arbeiten*. – Sonderband 28. – 2001. – 141 s.
- Bolch T., Marchenko S.** Significance of glaciers, rockglaciers and ice-rich permafrost in the Northern Tien Shan as water towers under climate change conditions//*Assessment of Snow, Glacier and Water Resources in Asia. IHP/HWRP-BERICHTS, Heft 8*. – Koblenz. – 2009. – P. 132–144.
- Brazier V., Kirkbride M. P., Owens I. F.** The relationship between climate and rock glacier distribution in the Ben Ohau range, New Zealand//*Geografiska Annaler*. – 1998. – 80 A, 3–4. – P. 193–207.
- Brenning A.** Geomorphological, Hydrological and Climatic Significance of Rock Glaciers in the Andes of Central Chile (33–35°S)//*Permafrost and Periglacial Processes*. – 2005. – Vol. 16. – № 2. – P. 231–240.
- Brenning A.** Benchmarking classifiers to optimally integrate terrain analysis and multispectral remote sensing in automatic rock glacier detection. *Remote Sensing of Environment*. – 2008 a. – P. 1–9.
- Brenning A.** The impact of Mining on Rock Glaciers and Glaciers//*University of California Press*. – 2008 6. – P. 196–205.
- Brenning A., Trombotto D.** Logistic regression modeling of rock glacier and glacier distribution: Topographic and climatic controls in the semi-arid Andes//*Geomorphology*. – 2006. – Vol. 81. – P. 141–154.
- Brosche K-U.** Ergebnisse einer vergleichenden Studie zum Rezenten und Vorzeitlichen Periglazialen Formenschatz auf der Iberischen Halbinsel//*Biuletin Periglacialny*. – 1978. – № 27. – P. 53–103.
- Brown W. H.** A probable fossil glacier//*Journal of Geology*. – 1925. – 33. – P. 464–466.
- Bucki A. K., Echelmeyer K. A., MacInnes S.** The thickness and internal structure of Fireweed rock glacier, Alaska, U.S.A., as determined by geophysical methods//*J. of Glaciology*. – 2004a. – Vol. 50. – № 168. – P. 67–75.
- Bucki A. K., Echelmeyer K. A., MacInnes S.** The flow of Fireweed rock glacier, Alaska, U.S.A // *Journal of Glaciology*. – 2004 6. – Vol. 50. – № 168. – P. 76–86.
- Burgos F., Javier A.** Glaciares rocosos en la Sierra de la Demanda (Cordillera Iberica, Espana)//*1 reun. Latinoamer. Import. fenóm. periglar. Act. 3ra .reun. grupo. periglac. Argent., Mendoza*. – 1985. – P. 4–5.
- Butler D.** Neoglacial climatic inferences from rock glaciers and protalus ramparts, Southern Lemhi Mountains, Idaho//*Physical Geography*. – 1988. – 9, 1. – P. 71–80.
- Cannone N., Gerdol R.** Vegetation as an Ecological Indicator of Surface Instability in Rock Glaciers// *Arctic, Antarctic and Alpine Research*. – 2003. – Vol. 35. – №3. – P. 384–390.
- Capps S. R.** Rock glaciers in Alaska//*J. of Geol.* – 1910. – Vol. 18. – № 4. – P. 359–375.
- Chaix A.** Les coulées de blocs du Parc National Suisse d'Engadine (note preliminaire)//*Le Globe*. – 1923. – Vol 62. – 34 p.
- Chueca J.** Analisis de distribucion espacial de los glaciares rocosos en e Perineo Central, Oscense// *Geographicalia*. – 1991. – № 28. – P. 85–99.
- Chueca J., Julian A.** Movement of Besiberris Rock Glacier, Central Pyrenees , Spain: Data from a 10-Year Geodetic Survey//*Arctic, Antarctic and Alpine Researc*. – 2005. – Vol. 37. – № 2. – P. 163–170.
- Corte A.** Rock glaciers//*Biuletin Periglacialny*. – 1976. – № 26. – P. 175–197.

- Corte A.** Procesos Periglaciales Actuales y Pasados (Pleistocenicos) en Argentina Central//Acta Geocriogenica. – 1983. – № 5. – P. 62–74.
- Corte A.** Rock glacier taxonomy//Rock Glaciers-Boston, Allen and Unwin. – 1987. – P. 27–39.
- Corte A., Espizua L.** Inventario de glaciares de la cuenca del Rio Mendoza. Mendoza, IANIGLA–CONICET. – 1981. – 62 p.
- Cross C.W., Howe E.** Geography and general geology of the quadrangle Silverton Folio//U.S. Geol. Serv. Folio. – 1905. – Vol. 120. – P. 1–25.
- Cui Zhijiu.** An investigation of rock glaciers in the Kunlun Shan, China//the 4th Int. Conf. on Permafrost, Fairbanks, Alaska, Washington. – 1983. – P. 208–211.
- Cui Zhijiu.** Discovery of Kunlun Shan–type rock glaciers and the classification of rock glaciers//Kexue Tongbao. – 1985. – Vol. 30(3). – P. 365–369.
- Cui Zhijiu, Zhu Cheng.** Rock glaciers in the Source region of the Urumqi river, Middle Tian Shan, China//Proceeding of the 5th. Inter. Conf. on Permafrost, Norway. – 1988. – Vol.1. – P. 724–727.
- Dawson A. G.** A fossil lobate rock glacier in Jura//Scott. J. Geol. – 1977. – Vol. 13. – P. 37–42.
- De Jong M.G.G., Kwadijk J.K.** Fossil Rock Glaciers in Central Voralberg, Austria//Arctic and Alpine Research. – 1988. – Vol. 20. – № 1. – P. 86–96.
- Delaloye R., Perruchoud E., Avian M., Kaufmann V., Bodin X., Hausmann H., Ikeda A., Kääb A., Kellerer–Piklbauer A., Krainer K., Lambiel C., Mihajlovic D., Staub B., Roer I., Thibert E.** Recent International Variations of Rock Glacier Creep in the European Alps//Proceedings of the 9th International Conference on Permafrost, University of Alaska Fairbanks. – 2008. – P. 343–348.
- Derbyshire E.** Periglacial Phenomena in Tasmania//Permafrost and Periglacial Processes. – 1973. – № 22. – P. 131–148.
- Dobinski W.** Ice and environment: A terminological discussion//Earth-Science Reviews. – 2006. – Vol. 76. – P. 229–240.
- Dramis F., Girardi C., Guglielmin M.** Rock glacier distribution and paleoclimate in Italia//Proceedings of the 8th Conference on Permafrost, Switzerland. – 2003. – Vol. 1. – P. 199–204.
- Dramis F., Kotarba A.** Southern Limit of Relict Rock Glaciers, Central Apennines, Italy//Permafrost and Periglacial Processes. – 1992. – Vol. 3. – №3. – P. 257–260.
- Dramis F., Smiraglia C. I.** Rock glaciers problemi e metodi di studio rassegna bibliografica//Riv. Geogr. Ital. – 1986. – 93. – P. 209–228.
- Dresch J.** Observations sur les formes périglaciaires dans le massif de l'Elbourz et son piémont au Nord de Téhéran//Biuletyn Peryglacjalny. – 1961. – № 10. – P. 97–104.
- Elconin R. F., LaChapelle E. R.** Flow and internal Structure of a rock glacier//J. of Glaciology. – 1997. – Vol. 43. – № 144. – P. 238–244.
- Ellis J. M., Calkin P. E.** Nature and Distribution of Glaciers, Neoglacial Moraines and Rock Glaciers, East-central Brooks Range, Alaska//Arctic and Alpine Research. – 1979. – Vol. 11. – № 4. – P.403 – 420.
- Entering Xinjiang.** Urumqi.: Xinjiang Publication House of Arts and Photography. – 2007. – 223 p.
- Espizua L.** Diferencia altitudinal del limite inferior de los glaciares de escombros activos, entre laderas Norte y Sur, de los Cordones del Plata y Portillo, provincia de Mendoza//Acta Geocriogenica 5. – 1983. – P. 79–87.
- Etzel Müller B., Farbrot H., Gutmundsson A., Humlum O., Tveito O.E., Björnsson H.** The Regional Distribution of Mountain Permafrost in Iceland//Permafrost and Periglacial Processes. – 2007. – Vol. 18. – № 1. – P. 185–199.
- Evin M.** Mise en evidence de mouvements sur le glacier rocheux du Pic de Asti (Queyras – Alpes du Sud, France)//Revue de Geomorphologie Dynamique. – 1982. – Vol. 31. – № 4. – P. 127–136.
- Evin M.** Lithology and fracturing control of rock glaciers in Southwestern Alps of France and Italy //Rock Glaciers. – Boston, Allen and Unwin. – 1987. – P. 83–106.
- Evin M.** Prospection électrique des milieux à très forte résistivité: le cas du pergélisol alpin//Proceedings of the 6th International Congress International Association of Engineering Geology. Amsterdam. – 1990. – P. 927–934.

- Evin M., Assier A., Fabre D.** Les glaciers rocheux du Marinet//Revue de géomorphologie dynamique. – 1990. – XXXIX. – № 4. – P. 139–155.
- Fabre D., Evin M.** Geoelectrical prospecting of high resistivity materials: The case of the alpine permafrost//Proceedings of the 6th International Congress International Association of Engineering Geology. – Amsterdam. – 1990. – P. 927–934.
- Fest M., Schröder H.** Das Periglazial des Prochodnaja-Tales (Nördlicher Tien Shan, Kasachstan) //Arbeitsberichte, Geographisches Institut, Humboldt – Universität zu Berlin, Hft 139. – Berlin. – 2008. – 123 s.
- Finsterwalder R.G.** Geodätische, topografische und glaziologische Ergebnisse: (Band 1. Geodätische und glaziologischer Teil)//Wissenschaftliche Ergebnisse der Alai–Pamir Expedition. – Berlin. – 1932. – T.1. – 218 s.
- Foster H. L., Holmes G. W.** A large transitional rock glacier in the Johnson River area, Alaska Range //Geological Survey Research. – 1965. – 525-B. – P. B112–B116.
- Francou B.** Formes d'éboulis dans le Briançonnais//Rev. Géogr. Alpine. – 1977. – Vol. 65. – P. 64–73.
- Francou B., Fabre D., Pouyaud B., Jomelli V., Arnaud Y.** Symptoms of Degradation in a Tropical Rock Glacier, Bolivian Andes//Permafrost and Periglacial Processes. – 1999. – Vol. 10. – № 1. – P. 91–100.
- Frauenfelder R., Hauck C., Hilbich C., Kneisel C., Hoelzle M.** An Integrative Observation of Kinematics and Geophysical Parameters of Gianda Grisca Rock Glacier, Upper Engadine, Swiss Alps//Proceedings of the 9th International Conference on Permafrost, University of Alaska Fairbanks. – 2008. – P. 463–468.
- Friedrichsen M.** Forschungsreise in den Zentralen Tien–Schan und Dsungarischen Ala-Tau «Russisch Zentral–Asien» in Sommer 1902. – Hamburg, Bd. 20. – 1904. – 311 s.
- Fukui K., Fujii Y., Mikhailov N., Ostanin O., Iwahana Co.** The Lower Limit of Mountain Permafrost in the Russian Altai Mountains//Permafrost and Periglacial Processes. – 2007 a. – Vol. 18. – № 1. – P. 129–136.
- Fukui K., Sone T., Strelin J., Torielli C., Mori J.** Ground penetrating radar sounding on an active rock glacier on James Ross Island, Antarctic Peninsula region//Polish Polar Research. – 2007 б. – Vol. 28. – № 1. – P. 13–22.
- Fukui K., Sone T., Strelin J., Torielli C., Mori J., Yoshiyuki F.** Dynamics and GPR stratigraphy of polar glacier on James Ross Island, Antarctic Peninsula//Journal of Glaciology. – 2008. – Vol. 54. – № 186. – P. 445–451.
- Gardner J.S., Bajewsky I.** Hilda rock glacier stream discharge sediment load characteristics, Sunwarta Pass Area, Canadian Rocky Mountains//Rock Glaciers. – Boston, ALLEN & UNWIN. – 1987. – P. 161–174.
- Giardino J.R., Shroder J.F., Jr.** The origin of the term “rock glacier”//Journal of Glaciology. – 1978. – Vol. 20. – № 83. – P. 446.
- Giardino J.R., Vitek J.D.** A statistical interpretation of the fabric of a rock glacier//Arctic and Alpine Research. – Vol. 17. – №2. –1985. – P. 165–177.
- Giardino J.R., Vitek J.D.** Interpreting the internal fabric of a rock glacier//Geografiska Annaler. – 1988. – 70 A. (1–2). – P. 15–25.
- Glacier Inventory Dudh Kosi Region, East Nepal.**//Glaciers and Climates of Nepal Himalayas, J. of the Japanese Society of Snow and Ice. – 1978. – Vol. 40. – Special Issue. – P. 85.
- Glaciers of the Middle East and Africa**//Satellite Image Atlas of Glaciers of the World, United States Government Printing Office. – Washington. – 1991. – 70 p.
- Goolshy J.E.** East rock glacier of Lone Mountain County, Montana//Geol. Soc. Am., Abs. With Prog. (Rocky Mountain Section). – 1972. – Vol. 4(6). – P. 377–378.
- Gorbunov A.P.** Permafrost investigations in high–mountain regions//Arctic and Alpine Research. – 1978. – 10. – P. 359–362.
- Gorbunov A.P., Titkov S.N., Polyakov V.G.** Dynamics of Rock Glaciers of the Northern Tien Shan and the Djungar Ala Tau, Kazakhstan//Permafrost and Periglacial Processes. – 1992. – Vol. 3. – № 1. – P. 29–39.

- Gorbunov A.P., Titkov S.N.** Rock glaciers in the Bolshaya Almatinka river basin and the Urumqi river basin of Northern and Eastern Tian-Shan//Studies of alpine permafrost in Central Asia. – Yakutsk: Research Institute for Geocryology, Russian Academy of Science, Siberian branch. – 1993. – P. 46–48.
- Gordon L. S., Ballantyne G. K.** «Protalus Ramparts» on Navajo Mountain, Utah, USA: Reinterpretation as Blockslope-sourced Rock Glaciers//Permafrost and Periglacial Processes. – 2006. – Vol. 17. – № 2. – P. 179–187.
- Grab S.H.** The Occurrence of a Holocene Rock Glacier on Mount Kenya: some Observations and Comments//Permafrost and Periglacial Processes. – 1996. – Vol. 7. – № 4. – P. 381–389.
- Graf K.** Zum Höhenverlauf der Subnivalstufe in den tropischen Anden, insbesondere in Bolivien und Ecuador//Z. Geomorph. – 1981. – Suppl. – Bd. 37. – S. 1–24.
- Grebenets V.I., Kerimov A.G., Titkov S.N.** Dangerous movement of antropogenic «Rock Glacier», Norilsk region Northern Siberia//Proc. 7 th International Conference on Permafrost Yellowknife, N.W.T., Canada, Editors: A. Lewkowicz, M.Allard. – Yellowknife, Canada, – 1998. – P. 347–351.
- Griffey N.J., Whalley W.B.** A rock glacier and moraine-ridge complex, Lyngen Peninsula, north Norway//Norsk. Geogr. Tidsskr. – Oslo. – 1979. – Vol. 33. – P. 117–124.
- Grötzsch E., Rathjens C.** Die heutige und die jungpleistozene Vergletscherung des afghanischen Hindukusch//Zeit. für Geomorph., Suppl., Bd. 8. – 1969. – S. 58–75.
- Guglielmin M.** Glacial and Periglacial evolution of the study area//Mountain Permafrost and slope Stability in the periglacial Belt of the Alps. – Zürich – Bormino 22-27 August 1997. Provincia di Sondrio, Comunità Montana Alta Valtellina. – 1997. – P. 42–45.
- Guglielmin M., Smiraglia C.** The rock glacier inventory of the Italian Alps//Proceedings of the 7th Conference on Permafrost. – Canada. – 1998. – Vol. 1. – P. 375–382.
- Guglielmin M., Camusso M., Polesello S., Valsecchi S.** An Old Relict Glacier Body Preserved in Permafrost Environment: The Foscagno Rock Glacier Ice Core (Upper Valtellina, Italian Central Alps)//Arctic, Antarctic, and Alpine Research. – 2004. – Vol. 36. – № 1. – P.108–116.
- Haeblerli W.** Creep of mountain permafrost internal structure and flow of alpine rock glaciers//Nr. 77. Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie. ETN Zürich. – 1985. – 77. – 142 p.
- Haeblerli W., Brandova D., Borga C., Egli M., Frauenfelder R., Kääb A., Maisch M., Mauz B., Dicaud R.** Methods for absolute and relative age dating of rock – glacier surfaces in alpine permafrost//Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost. – 2003. – P. 343–347.
- Haeblerli W., Hallet B., Arenson L., Elconin R., Humlum O., Kääb A., Kaufmann V., Ladanyi B., Matsuoka N., Springman S., Muhll D.V.** Permafrost Creep and Rock Glacier Dynamics //Permafrost and Periglacial Processes. – 2006. – Vol. 17. – P. 189–214.
- Haeblerli W., Kääb A., Wagner S., Muhll D.V., Geissler P., Haas J.N., Glatzel–Mattheier H., Wagenbach D.** Pollen analysis and ^{14}C age of moss remains in a permafrost core recovered from the active rock glacier Murtel-Corvatsch, Swiss Alps: geomorphological and glaciological implications//Journal of Glaciology. – 1999. – Vol.45. – № 149. – P. 1–8.
- Haeblerli W., King L., Flotron A.** Surface Movement and Lichen-cover Studies at the Active Rock Glacier near the Grubengletscher, Wallis, Swiss Alps//Arctic and Alpine Research. – 1979. – Vol. 11. – № 4. – P. 421–441.
- Harris C., Haeblerli W., Muhll D.V., King L.** Permafrost monitoring in the high mountains of Europe the PACE project in its global context//Permafrost and Periglacial Processes. – 2003. – Vol. 14. – P. 273–284.
- Hassinger J. M., Mayewski P. A.** Morphology and Dynamics of the Rock Glaciers in Southern Victoria Land, Antarctica//Arctic and Alpine Research. – 1983. – Vol. 15. – № 3. – P. 351–368.
- Hausmann H., Krainer K., Brückl E. and Mostler W.** Internal Structure and Ice Content of Reichenkar Rock Glacier (Stubai Alps, Austria) Assessed by Geophysical Investigations//Permafrost and Periglacial Processes. – 2007. – Vol. 18. – P. 351–367.
- Heine K.** Blockgletscher – und Blockzungen – Generationen am Nevado de Toluca, Mexiko//Die Erde. – 1976. – 107. – Heft 4. – S. 330–352.

- Heine K.** Present and Past Geocryogenic Processes in Mexico//Permafrost and Periglacial Processes. – 1994. – Vol.5. – № 1. – P. 1–12.
- Höller mann P.** Blockgletscher als Mesoformen der Periglazialstufe//Bonner Geographische Abhandlungen – 1983. – Heft 67. – 73 S.
- Humlum O.** Rock glaciers types on Disko, Central West Greenland // Geografisk Tidsskrift. – 1982. – 82. – P. 59–66.
- Humlum O.** Rock Glacier Appearance Level and Rock Glacier Initiation Line Altitude: A Methodological Approach to the Study of Rock Glaciers//Arctic and Alpine Research. – 1988. – Vol. 20. – № 2. – P. 160–178.
- Humlum O.** Origin of Rock Glaciers: Observations from Mellemfjord Glacier on Disko Island Central West Greenland//Permafrost and Periglacial Processes. – 1996. – Vol. 7. – № 3. – P. 361–380.
- Humlum O.** Rock glaciers on the Faeroe Islands, the North Atlantic//Journal of Quaternary Science. – 1998 a. – 13(4). – P. 293–307.
- Humlum O.** The Climatic Significance of Rock Glaciers//Permafrost and Periglacial Processes. – 1998 b. – Vol. 9. – № 3. – P. 375–395.
- Humlum O.** Late – Holocene climate in central West Greenland: meteorological data and rock-glacier isotope evidence//The Holocene. – 1999. – 9, 4. – P. 581–594.
- Humlum O., Christiansen H., Juliussen H.** Avalanche-derived Rock Glaciers in Svalbard//Permafrost and Periglacial Processes. – 2007. – Vol. 18. – № 1. – P. 75–88.
- Iijima Y., Fukui K.** The effect of surface nocturnal cooling on maintaining the mountain permafrost in central Japan//Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost. – Zürich, Switzerland. – 2003. – P. 449–454.
- Ikeda A.** Combination of Conventional Geophysical Methods for Sounding the Composition of Rock Glaciers in the Swiss Alps//Permafrost and Periglacial Processes. – 2006. – Vol. 17. – № 1. – P. 35–48.
- Ikeda A., Matsuoka N.** Pebbly versus bouldery rock glaciers: Morphology, structure and processes //Geomorphology. – 2006. – Vol. 73. – P. 279–296.
- Ikeda A., Yoshikawa K.** Topographical Controls on the Distribution and the Size of Rock Glaciers in the Central Brooks Range, Alaska//Proceedings of the 9th International Conference on Permafrost, University of Alaska Fairbanks. – 2008. – P. 767–772.
- Ishikawa M., Watanabe T., Nakamura N.** Genetic differences of rock glaciers and the discontinuous permafrost zone in Kanchanjunga Himal, Eastern Nepal//Permafrost and Periglacial Processes. – 2001. – Vol. 12. – № 1. – P. 243–253.
- Ishikawa M., Fukui K., Aoyama M., Ikeda A., Sawada Y., Matsuoka N.** Mountain permafrost in Japan: distribution, landforms and thermal regimes//Z. Geomorph. N.E., Suppl. – 2003. – Vol. 130. – P. 99–116.
- Ives R.L.** Rock glaciers in the Colorado Front Range//Bull. of the Geological Society of America. – 1940. – Vol. 51. – № 9. – P. 1271–1294.
- Iwata S.** Some Periglacial Morphology in the Sagarmatha (Everest) Region, Khumbu Himal//Glaciers and Climates of Nepal Himalayas, J. of the Japanese Society of Snow and Ice. – 1976. – Vol. 38. – Special Issue. – P. 115–119.
- Iwata S., Chen Yiyang.** Geomorphological mapping of the Bulate valley, Tianshan Mountains//Journal of Glaciology and Geocryology. – 1989. – Vol. 11. – № 4. – P. 350–362 (кит., резюме англ.)
- Jacob M.** Active rock glaciers and lower limit of discontinuous alpine permafrost Khumbu Himalaya, Nepal // Permafrost and Periglacial Processes. – 1992. – Vol. 3. – № 3. – P. 253–256.
- Janke J. R.** Colorado Front Range Rock Glaciers Distribution and Topographic Characteristics//Arctic, Antarctic and Alpine Research. – 2007. – Vol. 39. – № 1. – P. 74–83.
- Jansen F., Hergarten S.** Rock glacier dynamics: Stick-slip motion coupled to hydrology//Geophysical research letter. – 2006. – Vol. 33. – L10502, doi:10. 1029/2006GL026134. – P. 1–4.
- Jeanneret F.** Blockgletscher in den Sudalpen Neuseeland//Z. für Geomorphologie. – 1975. – Band 19. – Hef 1. – S. 83–94.

- Johnson J. P., Nickling W. G.** Englacial temperature and deformation of a rock glacier in the Kluane Range, Yukon Territory, Canada//Canadian Journal of Earth Sciences. – 1979. – Vol. 16. – P. 2275–2283.
- Johnson P. G.** Rock glacier types and their drainage systems, Grizzly Creek, Yukon Territory//Canadian Journal of Earth Sciences. – 1978. – Vol.15. – № 9. – P. 1496–1507.
- Johnson P. G.** Micro-relief on a Rock Glacier, Dalton Range, Yukon, Canada//Permafrost and Periglacial Processes. – 1992. – Vol. 3. – № 1. – P. 41–47.
- Johnson R.B.** Rock streams on Mount Mestas, Songre de Cristo Mountains, Southern Colorado//Geological Survey Research, Chapter D. – 1967. – P. 217–220.
- Kääb A., Frauenfelder R., Roer I.** On the response of rockglacier creep to surface temperature increase//Global and Planetary Change. – 2007. – Vol. 56. – P. 172–187.
- Kaufmann V.** Beiträge zur Permafrostforschung in Österreich//Arbeiten aus dem Institut für Geographie der Karl – Franzens – Universität Graz. – 1996. – Band. 33. – S. 141–162.
- Kaufmann V.** Deformation analysis of the Doesen rock glacier (Austria)//Proceedings of the 7th International Conference on Permafros. – Canada. – 1998. – P. 551–556.
- Kellerer-Pirklbauer A.** The Schmidt–Hammer as a Relative Age Tool for Rock Glacier Surfaces: Examples from Northern and Central Europe//Proceedings of the 9th International Conference on Permafrost, University of Alaska Fairbanks. – 2008. – P. 913–918.
- Kerschner H.** Paleoclimatic inferences from Late Würm rock glaciers, Eastern Central Alps, Western Tyrol, Austria//Arctic and Alpine Research. – 1978. – Vol. 10. – № 3. – P. 635–644.
- Kershaw G.P.** Rock glaciers in Cirque Lake area of the Yukon – Northwest Territories//Albertan Geograph. – 1978. – № 14. – P. 61–88.
- Konrad S.K., Clark D.H.** Evidence for an Early Neoglacial Glacier Advance from Rock Glaciers and Lake Sediments in the Sierra Nevada, California, U.S.A.//Arctic and Alpine Research. – 1998. – Vol. 30. – № 3. – P. 272–284.
- Krainer K., Mostler W.** Reichenkar Rock Glacier: a Glacier Derived Debris–Ice System in the Western Stubai Alps, Austria//Permafrost and Periglacial Processes. – 2000. – Vol. 11. – P. 267–275.
- Krainer K., Mostler W.** Hydrology of Active Rock Glaciers : Examples from the Austrian Alps // Arctic and Alpine Research. – 2002. – Vol. 34. – № 2. – P. 142–149.
- Krainer K., Mostler W.** Flow velocities of active rock glacier in the Austrian Alps // Geogr. ann. A. – 2006. – 88. – № 4. – P. 267–280.
- Krainer K., Mostler W., Spotl C.** Discharge from active rock glaciers, Austrian Alps: A stable isotope approach//Austrian Journal of Earth Sciences.– 2007. – Vol. 100. – P. 102–112.
- Lambiel C., Delaloye R., Strozzi T., Lugon R., Raetzo H.** ERS InSAR for Assessing Rock Glacier Activity//Proceedings of the 9th International Conference on Permafrost, University of Alaska Fairbanks. – 2008. – P. 1019–1024.
- Lehmkuhl F., Stauch G.** Rock glacier and periglacial processes in the Mongolian Altai//the 8th International Conf. on Permafrost. – 2003. – Vol. 1. – P. 639 – 643.
- Leonard E.M., Staab P., Weaver S.G.** Kinematics of Spruce Creek rock glacier, Colorado, USA //J. of Glaciology. – 2005. – Vol. 51. – № 173.– P. 259–268.
- Lewis C.A.** Field Guide to the Quaternary Glacial, Periglacial and Colluvial features of the East Cape Drakensberg. – Grahamstown, Rhodes University. – 1994. – 52 p.
- Lewis C.A., Hanvey P.M.** The remains of rock glaciers in Bottelnek, East Cape Drakensberg, South Africa//Transactions of the Royal Society of South Africa. – 1993. – 48. – Part 2, November. – P. 265–289.
- Lieb G.K.** Die Blockgletscher der östlichen Schouberggruppe (Hohe Tauern, Kärnten)//Arbeiten des Instituts für Geographie der Universität Graz.– 1986. – 27. – S. 123–132.
- Lieb G.K.** Eine Bestandsaufnahme der fossilen Blockgletscher in den Gurktaler und Seetaler Alpen //Mitt. naturwis. Ver. Steiermark. – 1994. – Band 124. – S. 61–70.
- Lieb G.K.** High – Mountain Permafrost in the Austrian Alps (Europe)//Proceedings of the 7th International Conference on Permafrost, Canada. – 1998. – P. 663–668.

- Li Shude, Yao Heqin.** Preliminary study of the rock glaciers in the Gongga Mt. Area//J. of Glaciology and Geocryology. – 1987. – Vol. 9. – № 1. – P. 55–60.
- Lliboutry L.** Internal moraines and rock glaciers//J. of Glaciology. – 1953. – Vol. 2. – № 14. – p. 296.
- Lliboutry L.** Phénomènes cryoniques dans les Andes de Santiago (Chili)//Biul. Peryglacjalny. – 1961. – № 10. – P. 209–224.
- Luckman B. H., Crockett K. J.** Distribution and characteristics of rock glaciers in the southern part of Jasper National Park, Alberta//Canadian Journal of Earth Sciences. – 1978. – Vol. 15. – № 4. – P. 540–550.
- Lugon R., Delaloye R., Serrano E., Reynard E., Lambiel C., Gonzales–Trueba J. J.** Permafrost and Little Ice Age Glacier Relationships, Posets Massif, Central Pyrenees, Spain//Permafrost and Periglacial Processes. – 2004. – Vol. 15. – P. 207–220.
- Mahaney W. C.** Late Quaternary rock glaciers, Mt. Kenya//J. of Glaciology. – 1980. – 25. – № 93. – P. 492–497.
- Map of snow, ice and frozen ground in Chine explanation.** Scale 1:4 000 000. – Beijing: China Cartographic Publishing House. – 1988.
- Martin H.E., Whalley W.B.** A glacier icecored rock glacier, Trollaskagi, Iceland//Jokull. – 1987. – № 37. – P. 49–55.
- Matsuoka N.** Solifluction and related mass movements in the Trais Fluors region//Mountain Permafrost and slope Stability in the periglacial Belt of the Alps. – Zürich – Bormio 22-27 August 1997. Provincia di Sondrio, Comunita Montana Alta Valtellina. – 1997. – P. 31–35.
- Matsuoka N.** Japan//Frozen Ground. – 2008. – № 32. – P. 40.
- Matsuoka N., Ikeda A.** Some observations regarding mountain permafrost in the Japanese Alps//Annual Report of the Institute of Geoscience, the University of Tsukuba. – 1998. – 24. – P. 1–25.
- Maurer H., Hauck C.** Geophysical imaging of alpine rock glacier//J. of Glaciology. – 2007. – Vol. 53. – № 180. – P. 110–120.
- Mayewski P.A., Hassinger J.M.** Characteristics and significance of rock glaciers in southern Victoria and Antarctica//Antarctic Journal, US. – 1980. – 15. – P. 68–69.
- Mayewski P.A., Jeschke P.A., Ahmad N.** An active rock glacier, Wavbal Pass, Jammu and Kashmir Himalaya, India//Journal of Glaciology. – 1981. – № 27. – P. 201–202.
- McGregor V.R.** Holocene moraines and rock glaciers in the Central Ben Ohau Range, South Canterbury, New Zealand//Journal of Glaciology. – 1967. – 6. – P. 737–748.
- Messerli B.** Formen und Formungsprozesse in der Hochgebirgsregion des Tibesti//Hochgebirgsforschung. – 1972. – Heft 2. – S. 23–86.
- Mihajlovic D., Staub B., Nussbaum A., Krummenacher B., Kienholz H.** Twenty Years of permafrost Research on the Furggentalt Rock Glaciers, Western Alps, Switzerland//Proceedings of the 9th International Conference on Permafrost, University of Alaska Fairbanks. – 2008. – P. 1209–1214.
- Mitchell W.A., Taylor P.J.** Rock Glaciers in the Northwestern Indian Himalaya//Glacial Geology and Geomorphology, <http://boris.qub.ac.uk/ggg/papers/full/2001/rp022001/rp02.html>
- Monnier S., Camerlynck C., Rejiba F.** Ground Penetrating Radar Survey and Stratigraphic Interpretation of the Plan du Lac Rock Glaciers, Vanoise Massif, Northern French Alps//Permafrost and Periglacial Processes. – 2008. – Vol. 19. – № 1. – P. 19–30.
- Morton O.** Mars Revisited//National Geographic. – 2004. – Vol. 205. – № 1. – P. 2–31.
- Morris S.E.** Regional and topoclimatic implications of rock glacier stratigraphy: Blanco Massif, Colorado, USA//Rock Glaciers-Boston, ALLEN & UNWIN. – 1987. – P. 107–125.
- Mühl D.S. V., Arenson L.U., Sprungman S.M.** Temperature conditions in two Alpine rock glaciers //Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost. – Switzerland. – 2003. – P. 1195–1200.
- Nemçok A., Mahr T.** Kamenne Ladovce v Tatrach//Geograficky časopis. – 1974. – XXVI. – № 4. – P. 359–374.
- Osborn G.** Glacial Deposits and Tephra in the Toiyabe Range, Nevada, USA//Arctic and Alpine Research. – 1989. – Vol. 21. – № 3. – P. 256–267.

- Östrem G.** Ice-cored moraines in Scandinavia//*Geografiska Annaler*. – 1964. – Vol. XLVI. – № 1. – P. 282–337.
- Owen L. A., England J.** Observations on rock glaciers in the Himalayas and Karakorum Mountains of northern Pakistan and India//*Geomorphology*. – 1998. – Vol. 26. – № 1–3. – P. 199–213.
- Palacios D., Andres N., Ubeda J., Alcalá J.** Permafrost and Periglacial Activity Distribution and Geothermal Anomalies in the Chachani and El Misti Volcanoes (Southern Peru)//*Geophysical Research Abstracts*, Vol. 11, EGU2009–8014–2, 2009 EGU General Assembly 2009. – Author(s) 2009.
- Palmentola G., Badoçi K., Gruda G., Zito G.** A Note on Rock Glaciers in the Albanian Alps//*Permafrost and Periglacial Processes*. – 1995. – Vol. 6. – P. 251–257.
- Payne D.** Climatic implications of rock glaciers in the arid Western Cordillera of the Central Andes //*Glacial Geology and Geomorphology*. – 1998. – rp03/1998, (<http://ggg.qub.ac.uk/ggg/papers/full/1998/rp031998/rp03.htm>).
- Pérez F.L.** A talus rock glacier in the Venezuelan Andes//*Z. für Gletscherkunde und Glazialgeologie*. – 1988. – B.24. Heft 2. – S. 149–159.
- Permafrost in Switzerland.2000/2001 and 2001/2002. Glaciological Report (Permafrost) No. 2/3.** Permafrost Monitoring Switzerland, Edited by D.Muhll, J.Notzli, K.Makowski, R.Delaloye. Glaciological Commission SAS. – 2004. – Zürich. – 86 p.
- Permafrost in Switzerland.2002/2003 and 2003/2004 Glaciological Report (Permafrost) No. 4/5,** Permafrost Monitoring Switzerland, Edited by D.Muhll, J.Notzli, I. Roer, K.Makowski, R. Delaloye. Cryospheric Commission (SCNAT). – 2007. – Zürich. – 107 p.
- Permafrost in Switzerland.2004/2005 and 2005/2006 Glaciological Report (Permafrost) No. 6/7.** Permafrost Monitoring Switzerland, Editorial Staff – J.Notzli, B.Naegeli, D.Muhll. Cryospheric Commission (SCNAT). – 2009. – Zürich. – 100 p.
- Peulvast J.-P.** Glaciers converts et glaciers rocheus fossiles aux iles Lofoten (Norvege du Nord). Quelques aspects de évolution Tardiglaciare des versants montagneux et du strandflat//*Rech. Géogr. Strasbourg*. – 1981. – № 16–17. – P. 147–160.
- Pillewizer W.** Untersuchungen an Blockströmen der Ötztaler Alpen//*Geomorphol. Abhandl. Geographischen Institutes der FU Berlin*. – 1957. – Vol. 5. – S. 37–50.
- Rathjens C.** Klimatische Bedingungen der Soliflukstufen im sommertrocken Hochgebirge, am Beispiel des afghanischen Hindukusch//*Zeit. für Geomorph., Supp. Bd. 30*. – 1978. – S. 132–142.
- Regmi D.** Rock Glacier Distribution and the Lower Limit of Discontinuous Mountain Permafrost in the Nepal Himalaya//*Proceedings of the 9th International Conference on Permafrost*, University of Alaska Fairbanks. – 2008. – P. 1475–1480.
- Ribolini A., Fabre D.** Permafrost Existence in Rock glaciers of the Argentera Massif, Maritime Alps, Italy//*Permafrost and Periglacial Processes*. – 2006. – Vol. 17. – № 1. – P. 49–63.
- Ribolini A., Chelli A., Guglittmin M., Pappalardo M.** Relationships between glacier and rock glacier in the Maritime Alps, Schiantala Valley, Italy//*Quaternary Research*. – 2007. – 68. – P. 353–363.
- Rock Glaciers.** – Boston, ALLEN & UNWIN. – 1987. – 355 p.
- Roer I., Nyenhuis M.** Rockglacier activity studies on a regional scale: comparison of geomorphological mapping and photogrammetric monitoring//*Earth Surface Processes and Landforms*. – 2007. – 32. – P. 1747 – 1758.
- Roer I., Haeblerli W., Avian V., Kaufmann V., Delaloy R., Lambiel C., Kääh A.** Observations and Considerations on Destabilizing Active Rock Glaciers in the European Alps//*Proceedings of the 9th International Conference on Permafrost*, University of Alaska Fairbanks. – 2008. – P. 1505–1510.
- Rohn O.** A reconnaissance of the Chitna River and Skolai Mountains, Alaska//*US Geol. Serv. 21 st Annu. Rep.* – 1900. – Part 2. – P. 399–400.
- Sanjose B.J.J., Atkinson G., Gómez O.A., Salvador F.F.** Glaciar rocoso del «Corral del Veleta» (Sierra-Nevada): Aplicaciones geomáticas en el periodo 2001-2006//*Topogr. y cartogr.* – 2007. – 24. – № 141. – P. 8–10,12, 14–16.
- Savoskul O.S.** Holocene Glacier Advances in the Headwaters of the Sredniaya Avacha, Kamchatka, Russia//*Quaternary Research*. – 1999. – 52. – P. 14–26.

- Savoskul O.S., Zech W.** Holocene Glaciers Advances in the Topolevaya Valle Bystrinskiy Range Kamchatka, Russia, Dated by Tephrochronology and Lichenometry//Arctic and Alpine Research. – 1997. – Vol. 29. – № 2. – P. 143–155.
- Schrott L.** Die Solarstrahlung als steuernder Faktor im Geosystem der subtropischen semiariden Hochanden (Agua Negra, San Juan, Argentinien). – Heidelberg. – 1994. – 199 s.
- Shroder J.F., Jr.** Rock glaciers and slope failures: High Plateaus and La Sal Mountains, Colorado Plateau, Utah, USA//Rock Glaciers. – Boston, ALLEN & UNWIN. – 1987. – P. 193–238.
- Sissons J.B.** The Loch Lomond advance in the Coirngorm Mountains//Scottish Geographical Magazine. – 1980. – Vol. 95. – № 2. – P. 66–82.
- Smiraglia C.** Contributo alla conoscenza del rock glaciers della Alpi Italiane//Riv. Geogr. Ital., – 1985. – Vol. 92 – P. 117–140.
- Smiraglia C.** Misure di Velocita superficiale al rock glacier orientale di Val Pisella (Gruppo del Cevedale, Alta Valtellina) // Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria. – 1989. – Vol. 12 (1). – P. 41–44.
- Smiraglia C., Guglielmin M.** Periglacial morphology in Val Pisella//Mountain Permafrost and slope Stability in the periglacial Belt of the Alps//Zürich – Bormio 22-27 August 1997. Provincia di Sondrio, Comunita Montana Alta Valtellina. – 1997. – P. 56–68.
- Sollid J.L., Sorbel L.** Rock Glaciers in Svalbard and Norway//Permafrost and Periglacial Processes. – 1992. – Vol. 3. – № 3. – P. 215–220.
- Sone T.** Permafrost Environment of the Daisetsu Mountain, Hokkaido. Japan//Permafrost and Periglacial Processes. – 1992. – Vol. 3. – P. 235–240.
- Spencer A.S.** A peculiar form of talus//Science (NS), – 1900. – № 11. – P. 188
- Tanarro L.M., Hoelzle M., Garcia A., Ramos M., Gruber S., Gontz A., Piquer M., Palacios D.** Permafrost distribution modeling in the mountains of the Mediterranean: Corral del Veleta, Sierra Nevada, Spain//Norsk Geografisk Tidsskrift – Norwegian Journal of Geography. – 2001. – Vol. 55. – P. 253–260.
- Tenthorey G.** Perennial Nivus and the Hydrology of Rock Glaciers//Permafrost and Periglacial Processes. – 1992. – Vol. 3. – № 3. – P. 247–252.
- Trombotto D., Ahumada A. L.** Los fenómenos Periglaciales. Identificación, denerminación y aplicación. – 2005. – Opera Lilloana. – № 45. – 131 p.
- Trombotto D., Arena L., Caranti G.** Glacial Ice as a Cryogenic Factor in the Periglaciation Zone of the Composed Rock Glacier Morenas Coloradas, Central Andes of Mendoza, Argentina//Proceedings of the 9th International Conference on Permafrost, University of Alaska Fairbanks. – 2008. – P. 1781–1786.
- Trombotto D., Borzotto E.** Indicators of present global warming through changes in active layer-thickness, estimation of thermal diffusivity and geomorphological observations in the Morenas Coloradas rockglacier, Central Andes of Mendoza, Argentina//Cold Regions Science and Technology. – 2009. – P. 321–330.
- Urdea P.** Rock Glaciers and Periglacial Phenomena in the Southern Carpathians//Permafrost and Periglacial Processes. – 1992. – Vol. 3. – № 3. – P. 267–273.
- Vick S.G.** Significance of landsliding in rock glacier formation and movement//Rock Glaciers. – Boston, Allen and Unwin. – 1987. – P. 239–263.
- Vitek J.D., Giardino J.R.** Rock Glaciers bibliography//Rock Glaciers. – Boston, Allen and Unwin. – 1987a. – P. 304–344.
- Vitek J.D., Giardino J.R.** Rock Glaciers: a review of the knowledge base // Rock Glaciers. – Boston, Allen and Unwin. – 1987b. – P. 1–26.
- Wahrhaftig C., Cox A.** Rock glaciers in the Alaska Range//Bulletin of The Geological Society of America. – 1959. – Vol. 70. – № 4. – P. 383–436.
- Wayne W.J.** Paleoclimatic inferences from relict cryogenic features in alpine regions//the 4-th International Conf. on Permafrost in Fairbanks, Alaska. – 1983. – Proceed. – P. 1378–1383.
- Watanabe T., Shiraiwa T., Ono Y.** Distribution of periglacial landforms in the Langtang Valley, Nepal Himalaya//Bull. Glacier Res. – 1989. – № 7. – P. 209–220.

- Whalley W.B., Azizi F.** Rock glaciers and protalus ramparts: Analogous forms and ice sources on Earth and Mars//J. Geophys. Res. E. – 2003. – P. 108.
- Whalley W.B., Martin H.E.** Rock glaciers: II models and mechanisms//Progress in Physical Geography. – 1992. – Vol. 16. – № 2. – P. 127–186.
- Whalley W.B., Palmer C., Hamilton S., Gordon J.** Ice exposures in rock glacier//J. of Glaciology. – 1994. – Vol. 40. – № 135. – P. 427–429.
- White S.E.** Rock glacier studies in the Colorado Range, 1961 to 1968//Arctic and Alpine Research. – 1971. – Vol. 3. – № 1. – P. 43–64.
- White S.E.** Rock Glaciers and Block Fields, Review and New Data//Quaternary Research. – 1976. – Vol. 6. – № 1. – P. 77–97.
- White S.E.** Alpine Mass Movement Forms (Noncatastrophic): Classification, Description, and Significance//Arctic and Alpine Research. – 1981. – Vol. 13. – № 2. – P. 127–137.
- Williams M.W., Knauf M., Caine N., Liu F., Verplanck P.L.** Geochemistry and Source Waters of Rock Glacier Outflow Colorado Front Range//Permafrost and Periglacial Processes. – 2006. – Vol. 17. – № 1. – P. 13–33.
- Wilson P.** Morphology, sedimentological characteristics and origin of a fossil rock glacier on Muckish Mountain, north-west Ireland//Geographical Annaler. – 1990. – Vol. 72 A, 3–4. – P. 237–247.
- Wilson P.** Relict rock glaciers, slope failure deposits, or polygenetic features? A re-assessment of some Donegal debris landforms//Irish Geography. – 2004. – 37 (1). – P. 77–87.
- Yoshida N., Yamamoto K., Higuchi K., Iida H., Ohata T., Nakanura T.** First discovery of fossil ice of 1000–1700 year B.P. in Japan//J. of Glaciology. – 1990. – Vol. 36. – № 123. – P. 258–259.
- Zhu Cheng, Cui Zhijiu, Yao Zeng.** On feature of rock glacier in the Central Tianshan Mountains//Acta Geographica Sinica. – 1992. – Vol. 47. – № 3. – P. 233–241 (кит., резюме англ.).
- Zielinski G.** Lacustrine Sediment Evidence Opposing Holocene Rock Glacier Activity in the Temple Lake Valley, Wind River Range, Wyoming, U.S.A.//Arctic and Alpine Research. – 1989. – Vol. 21. – № 1. – P. 22–33.

Geography of rock glaciers of the world

A.P.Gorbunov, I.A.Gorbunova

14 years have passed since "Rockglaciers" by D. Barsch was published where the data on rock glaciers of the world were comprehensively reviewed and analyzed. During the last decade the research on rock glaciers made a significant progress. New information concerning rock glaciers in a number of regions has become available. This is especially true for the Far East, Eastern Siberia, the Urals and the mountains of Iran. Moreover, the new data on rock glaciers in the mountains of Japan, China, Mongolia, Altai, the Himalayas, Hindu Kush, Karakorum, Tien Shan, the Pamirs, the Caucasus, the Carpathians, the Rocky Mountains, the Ands, Antarctica, New Zealand and in other major and minor mountain systems of the world have become available. In the same time, even reconnaissance survey of rock glaciers has not been completed until now in some mountainous regions.

This study was restricted to geography of rock glaciers only; that is why, it cannot be compared to the comprehensive study of D. Barsch. However, the authors give short characterization of morphology, structure, temperature regime, origin, dynamics and evolution of active rock glaciers. Inactive and fossil types are identified and described. They are analyzed at the present-day level of knowledge using appropriate information sources. New knowledge on the history of rock glacier research is added, and the problems of terminology are briefly discussed. The book is based on information derived from international journals and publications. The list of references numbers nearly 300 sources published in various languages: English, Russian, German, Spanish, French, and Italian.

Special attention in the book is paid to technogenic rock glaciers which were not studied by D. Barsch. During mineral resources exploration waste piles are reported to be transformed into technogenic rock glaciers. Such glaciers display a very high rate of movement which can result in catastrophic landslides and mud flows. Undoubtedly over time, the problem of formation and development of such man-made landforms will attract more and more attention in various aspects.

An approximate and cautious assessment has shown that there are about 45 000 rock glaciers of all types in the world. Active glaciers have a significant influence on some natural phenomena. Sometimes they induce river ponding and lake formation. The breakthrough can give rise to a formation of a catastrophic debris flow. Rock glaciers can be transformed into landslides and rockfalls. A rapid movement of detached stony ground masses has been registered in some cases. Even slow movement of rock glaciers often causes serious damage to roads and other technical constructions in mountains.

The regional description of rock glaciers is made at different levels: they are considered either within the a certain mountain system, in an island, a continent, or within the borders of a state.

The book is supplemented by photographs of the most typical rock glaciers.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	3
ЧАСТЬ 1. ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КАМЕННЫХ ГЛЕТЧЕРОВ	
1.1. Происхождение термина	6
1.2. Морфология	6
1.3. Генезис	8
1.4. Динамика и деформация	13
1.5. Эволюция	16
1.6. Классификация	17
ЧАСТЬ 2. РЕГИОНАЛЬНОЕ ОБОЗРЕНИЕ	
2.1. Евразия с островами	20
2.1.1. Дальний Восток и Камчатка	20
2.1.2. Восточная Сибирь	24
2.1.3. Южная Сибирь	26
2.1.4. Восточная, Центральная и Южная Азия	30
2.1.5. Западная (Передняя) Азия	56
2.1.6. Восточная Европа	58
2.1.7. Западная и Южная Европа	63
2.1.8. Северная Европа	79
2.1.9. Техногенные каменные глетчеры Евразии	82
2.2. Африка	85
2.2.1. Атлас	85
2.2.2. Горы Тибести (Сахара)	85
2.2.3. Кения	85
2.2.4. Южная Африка	86
2.3. Австралия и Океания	87
2.3.1. Новая Зеландия	87
2.3.2. Тасмания	88
2.4. Северная Америка и Гренландия	88
2.4.1. Гренландия с близкими островами	88
2.4.2. Северная Америка	90
2.5. Южная Америка	104
2.5.1. Чилийско-Аргентинские Анды	104
2.5.2. Центральные Анды	108
2.5.3. Анды Венесуэлы	109
2.6. Антарктика	109
2.6.1. Антарктида	110
2.6.2. Остров Джеймса Росса	110
2.6.3. Южные Шетландские острова	111
2.6.4. Остров Южная Георгия	111
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	113
ЛИТЕРАТУРА	115
Summary	130

Научное издание

Горбунов Алдар Петрович

Горбунова Ирина Алдаровна

ГЕОГРАФИЯ КАМЕННЫХ ГЛЕТЧЕРОВ МИРА

Москва: Товарищество научных изданий КМК. 2010. 131 с.

Отпечатано в ООО «Галлея-Принт»

121099 Москва, 5-я Кабельная ул., 2

Подписано в печать 10.11.2009. Заказ № 384

Формат 70×100/16. Объем 8 уч. изд. л. Тираж 300 экз.