

Гляциально-мерзлотные каменные образования Алтая и их изменения

Н.Н. Михайлов¹, О.В. Останин², К. Фукуи³

¹Белгородский государственный университет; ²Алтайский государственный университет, Барнаул;

³Национальный институт полярных исследований, Токио, Япония

Рассмотрены история изучения, терминология, генезис, закономерности формирования, положения, строения и эволюции гляциально-мерзлотных каменных образований в хребтах Южно-Чуйском и Южный Алтай.

История исследований

Каменные образования в горных странах, похожие на потоки и получившие название «rock glaciers» (каменные глетчеры) стали привлекать внимание исследователей более 100 лет назад. Однако описывали их попутно, и публикаций, целиком посвящённых им, немного. Длительное время изучением этих образований занимались преимущественно в Северной Америке и Западной Европе, а новый этап начался после выхода в свет работы [28], в которой были обобщены имеющиеся сведения и определены дальнейшей задачи исследований. Фундаментальным трудом по каменным образованиям горных территорий за рубежом стал сборник, составленный исследователями из США, Канады, Франции, Германии и Аргентины и появившийся в 1987 г. [27].

В нашей стране анализ таких данных проведён А.Ф. Глазовским [4], В.В. Заморуевым [10, 11], М.И. Ивероновой [15], А.П. Горбуновым [8] и А.А. Галаниным [2]. Итог этим исследованиям подвела монография [9]. Гляциально-мерзлотные каменные образования Алтая рассмотрены в работах В.В. Заморуева [10, 11], Л.Н. Ивановского [12–14], А.Р. Агатовой [1] и Н.Н. Михайлова [21–23] и упоминаются во многих других публикациях. В целом к настоящему времени насчитывается более тысячи работ, в той или иной степени посвящённых таким образованиям. Однако по-прежнему многие вопросы их существования остаются открытыми, хотя в последние годы в связи с активным освоением горных территорий России это стало актуальным.

Терминология и классификация

Проблемы терминологии и классификации гляциально-мерзлотных каменных образований неоднократно рассматривались в литературе [2, 4, 6, 9, 11]. По мнению А.А. Галанина [2], отсутствие единых и четких морфогенетических критериев их выделения привело к распространению самых разных терминов: псевдотеррасы, псевдоморены, нивально-осыпные валы, забронированные глетчеры, каменные глетчеры, комплексные каменные глетчеры, щебенчатые ледники. В англоязычной литературе отмечается ещё большее разнообразие. На наш взгляд, термин «гляциально-мерзлотные каменные образования» может объединить все подобные объекты и позволяет рассматривать их с ледниковой (гляциальной), мерз-

лотной (криогенной) и обвально-осыпной (гравитационной) позиций. Однако это не приводит к единству мнений относительно морфологии, строения, динамики и особенностей развития каменных глетчеров.

По генезису и внутреннему строению на Алтае можно выделить три основных типа таких образований: забронированные ледники, каменные глетчеры и каменные потоки. Существуют обширные горные участки с проявлением этих форм рельефа.

Каменный глетчер. Этот термин восходит к английскому «rock glacier», которым американские геологи в конце XIX в. в Скалистых горах именовали огромные скопления обломков горных пород, напоминавшие по форме долинные ледники. В 1930-х годах этот термин попал в отечественную научную литературу и достаточно прочно в ней укрепился.

Согласно Гляциологическому словарю [5], каменный глетчер — это поток каменного материала в карах, на днищах и на склонах, по форме отдалённо напоминающий ледник (рис. 1). В Географическом словаре [3] эта форма рельефа трактуется как скопление каменного материала (иногда с ледяным ядром) в карах, долинах и на склонах, образующееся вследствие постепенного сокращения ледников или в результате массового нисходящего движения обломочного материала в условиях частой смены процессов промерзания и оттаивания



Рис. 1. Каменный глетчер на Алтае
Fig. 1. Rock glacier in Altai

грунтов. По определению одного из ведущих отечественных специалистов по каменным глетчерам А.П. Горбунова [7], каменный глетчер — это скопление сцементированного льдом грубообломочного материала в горах, по форме напоминающее ледники, а иногда лавовые потоки, и обладающее способностью к самостоятельному движению. Л.Н. Ивановский [13] относил их к распространённой форме накопления моренных отложений, а К. Wahrhaftig и А. Сох [28] — к самостоятельным формам рельефа, независимым от ледников.

Напомним, что ледник — это масса льда преимущественно атмосферного происхождения, испытывающая вязкопластическое течение под действием силы тяжести и принявшая форму потока, системы потоков, купола (щита) или плавучей плиты [5]. Таким образом, каменный глетчер никак не может быть ледником, хотя некоторые черты ледника присутствуют и ему (течение под действием силы тяжести, вязкопластическое течение льда, форма потока). В то же время сами ледники могут приобретать черты каменных глетчеров, такие как перекрытие обломочным материалом (осыпным и обвальным) языков и образование бронирующей морены.

Такие объекты носят название «бронированные, или забронированные» ледники (забронированные глетчеры). Сторонники «ледниковой» теории считают причиной образования каменных глетчеров консервацию ледникового льда под обломочным чехлом разного происхождения, главным образом моренного [11, 14, 15]. Роль мерзлотных процессов при этом часто сводится лишь к консервации погребённых льдов в условиях сурового климата. Вместе с тем, обломочный материал в районах образования бронирующих морен в основном представлен обломками горных пород, поступающих с осыпями и обвалами, и лишь иногда к нему примешиваются обломки, уже испытавшие ледниковую обработку (т.е. собственно моренный материал). Это тот же обвальнo-осыпной материал, который формирует каменные глетчеры в других случаях. Разница заключается лишь в процессе образования каменного чехла и в происхождении льда.

Вероятно, следует согласиться с мнением Л.Н. Ивановского [13] и Е.В. Максимова [16], выделяющих забронированные ледники как этап в развитии каменных глетчеров. Такие объекты относятся к обычным ледникам и подчиняются всем закономерностям их развития. Каменные языки этих ледников можно рассматривать как стадийные формы моренно-ледникового рельефа. Строение языка забронированного ледника нам представляется следующим: сверху располагается чехол обломочного материала, под которым находится мёрзлое ядро, состоящее из ледникового льда.

Эволюция забронированных ледников на современном этапе развития оледенения приводит к образованию собственно каменных глетчеров, когда в результате деградации поверхность ледников полно-

стью или большей частью перекрывается обломочным материалом, сохраняя ледниковое ядро. Процесс формирования такого каменного глетчера на Алтае описан в [13]. На разных этапах развития в нём появляются участки мёртвого ледникового льда. Очевидно, в этот период значительную роль начинают играть криогенные процессы, которые проявляются не только в верхней части обломочной толщи, но и вблизи ледникового ядра. Верхняя часть каменного глетчера ещё может быть представлена небольшим ледником, который постепенно теряет связь с нижней забронированной частью, пока ледник не стает окончательно или не будет также засыпан обломочным материалом, т.е. не начнётся завершающая стадия его формирования.

В подобных случаях необходимо определить границу между забронированным ледником и каменным глетчером. Е.В. Максимов [16] выделял ледники с моренным чехлом и относил к ним крупные ледники горных стран, языки которых только прикрыты тонким слоем осыпного и моренного материала, и забронированные ледники, которые в своих нижних частях покрыты мощным слоем морены.

Очевидно, забронированным ледником следует считать каменно-гляциальный объект, развивающийся как ледник и имеющий непосредственную связь с забронированной частью. При этом бронирующий чехол предохраняет лёд от быстрого таяния в периоды деградации оледенения и способствует его распространению вниз по горной долине в периоды активизации. Такие ледники трансформируются в каменные глетчеры при перекрытии большей части поверхности моренно-осыпным и обвальным материалом. Подобные образования, очевидно, могут существовать достаточно длительное время. В конечном итоге они могут перейти в разряд каменных потоков, когда ледниковый лёд будет замещен вторичным инфильтрационным, если ход природного процесса не будет нарушен активизацией оледенения. Каменные глетчеры, как правило, располагают-



Рис. 2. Каменный поток на Алтае
Fig. 2. Rock stream in Altai

ся в верховьях основных и боковых долин, в цирках и карах их боковых отрогов.

Каменные потоки не связаны с оледенением и являются исключительно мерзлотными образованиями. Обломочный материал таких объектов имеет преимущественно лавинно-осыпное и обвальное происхождение, а лёд образуется в результате замерзания в каменной толще талых и дождевых вод и попадания в неё снега. Как правило, они формируются на склонах горных долин, иногда в древнеледниковых цирках и карах в результате преобразования осыпей и обвалов под влиянием мерзлотных деформаций. Языки каменных потоков спускаются на днища долин, где обычно расширяются. Эти объекты, на наш взгляд, не следует называть каменными глетчерами, так как они не имеют отношения к ледникам, хотя и могут иметь сходные черты в своём развитии [12–14] (рис. 2).

Время образования и эволюция

Условия для зарождения гляциально-мерзлотных каменных образований сложились ещё в конце плиоцена и периодически возникали в течение всего плейстоцена. Однако доголоценовые объекты почти не сохранились [26]. Образование каменных глетчеров чаще всего относят к послеледниковую — голоцену [8, 9, 12, 13, 17, 25, 26]. На Тянь-Шане А.П. Горбунов [7] выделил два периода их формирования: 2–4 и 4–8 тыс. л.н. В основном попытки датирования этих образований сводятся к анализу их относительного пространственного расположения среди плейстоценовых и голоценовых ледниковых морен [9], а также в системе высотных уровней днищ каров [2]. Появление забронированных ледников на Алтае мы относим к позднему голоцену [18–20], т.е. к последним 2500 годам.

Наиболее крупные каменные глетчеры начали формироваться в конце позднего неоплейстоцена, после максимума последней ледниковой эпохи. Они имеют несколько напользающих друг на друга обломочных генераций и встречаются на Тянь-Шане (например, каменный глетчер Бытый в Киргизском Алатау). На Алтае подобных образований мы не обнаружили. Их формирование здесь следует отнести в основном к среднему голоцену, когда ледники в большинстве своём деградировали и исчезали. Это подтверждает и тот факт, что некоторые каменные глетчеры либо частично, либо полностью перекрыты моренным материалом малого ледникового периода. Судя по незадернованным фронтам и поверхностям некоторых каменных глетчеров, очень малому количеству или отсутствию на них лишайников, активно развиваться они стали с начала современной регрессивной стадии существования ледников.

Каменные потоки имеют различный возраст. Некоторые наиболее низко расположенные образования, например, в долине р. Талдуры (Южно-Чуйский хребет), выходящие за пределы максимальных морен последнего (второго позднеоплейстоценового) оле-

денения, могли возникнуть в позднеоплейстоценовое время и развиваться на протяжении последнего оледенения и голоцена. Однако большинство каменных потоков расположены как раз в зонах воздействия этого оледенения. Поэтому начало их формирования можно отнести к периоду его деградации и голоцену [18–20].

Современные климатические изменения привели к активизации каменных потоков. Иногда они «сползают» со склонов и «наступают» на лесные массивы, деформируя и ломая стволы деревьев и частично либо полностью погребая их. В 2004 г. в центре фронтальной части одного из активных потоков, расположенного в долине р. Аккол (Южно-Чуйский хребет), на уступе были отобраны два небольших фрагмента древесины, а в 2006 г. в долине р. Кара-Оюк — один образец. Их возраст, по радиоуглеродным данным, составил 550 ± 20 лет, или 548 ± 21 (PLD-4800), 295 ± 20 лет, или 293 ± 21 (PLD-4799), и 1300 ± 25 лет (COAH-7143), соответственно. Расположение фрагментов в центре фронтальной части каменного потока даёт основание предполагать, что деревья могли произрастать на его поверхности и были придавлены каменным материалом в периоды активизаций.

Деревья, растущие на поверхности каменных потоков и в понижениях между наплывами, имеют разный возраст, но все они сильно деформированы. При нарушениях верхней границы лесного массива на склонах долин каменными образованиями её восстановление на прежних высотных уровнях по каменной поверхности происходит очень медленно. Молодые генерации деревьев встречаются только в нижних частях потоков, что говорит о большей скорости сползания натёчных форм, чем появления древесной растительности.

Методы исследования

На Алтае можно выделить целые горные участки с гляциально-мерзлотными каменными образованиями. Однако они всё ещё плохо изучены. Об их географическом распространении и некоторых особенностях формирования можно узнать из немногочисленных работ [1, 10, 11, 13, 15; и др.].

Наши исследования включали описание пространственного положения каменных глетчеров и потоков, их современного состояния, выявление термокарстовых процессов, наблюдения за движением фронтов и поверхности, а также термическим режимом в верхней части толщи (до горизонта многолетней мерзлоты), и определение некоторых параметров [23].

Идентификация гляциально-мерзлотных каменных образований выполнялась с помощью стандартных дистанционных и полевых методов гляциогеоморфологического анализа и картографирования. К основным морфологическим признакам изучаемых объектов отнесены следующие: подковообразная в плане выпуклая натёчная форма; фронтальный уступ, заканчивающийся осыпным шлейфом; напорные и

ударные валы у его основания; натёчные ступени, создающие характерный ложбинно-грядовый рельеф, наличие во фронтальной части множества ручьёв и ключей и маргинальных каналов между коренным склоном и боковым уступом [24].

Характерная особенность гляциально-мерзлотных каменных образований — их движение. На Алтае наблюдения за их динамикой до сих пор не проводилось. В 2003—2005 гг. перед фронтальными уступами пяти выбранных потоков, расположенных в долине р. Аккол, мы ежегодно проводили теодолитные съёмки их фронтов. Это позволило составить картосхемы расположения гляциально-мерзлотных каменных образований на Алтае и составить их каталог. В этой же долине на высоте 2570 м на поверхности каменного потока были установлены температурные самописцы, которые фиксировали температуры в толще грунтов на глубинах 0; 0,5; 1; 1,5 и 2 м с августа 2003 г. по июль 2006 г.

Результаты исследований

Наибольшее количество гляциально-мерзлотных образований на Алтае выявлено в Южно-Чуйском, Северо-Чуйском хребтах Центрального Алтая и хр. Южный Алтай. Для хребтов Южно-Чуйский и Южный Алтай мы составили схемы их распространения. На первом из них обнаружено 334 объекта, на втором — 481, из них каменных глетчеров — 99 и 203, каменных потоков 118 и 103 и каменных комплексов 117 и 175 соответственно. Комплексы каменных потоков — это сливающиеся каменные потоки, которые образуют присклоновые поля, в которых трудно выделить отдельные составляющие. Суммарная площадь всех этих образований на Южно-Чуйском хребте составляет 106,4 км², на Южном Алтае — 156,7 км², из которых на долю каменных глетчеров приходится 40,4 и 69,6 км², на долю потоков — 16,9 и 15,4 км² и на долю комплексов — 49,1 и 71,7 км² соответственно. Выяснилось, что в целом гляциально-мерзлотные каменные образования в хребтах распространены достаточно равномерно и не формируют центров концентрации.

Широтное простираие хребтов, господство западных и юго-западных ветров определяют условия существования исследуемых объектов. Почти 70 % из них имеют северную, северо-западную и северо-восточную экспозиции, также более благоприятные и для многолетней мерзлоты. Наименьшее число гляциально-мерзлотных образований располагается на юго-западных, южных и юго-восточных склонах. Зависимость от экспозиции проявляется и в формировании типа гляциально-мерзлотных каменных образований. Так, каменные глетчеры в основном характерны для северных и северо-восточных склонов (затенённых подветренных), а каменные потоки и комплексы — северных и северо-западных (затенённых наветренных), что отражает разные условия их формирования. С наветренных склонов снежный покров сменяется, в результате подстилающая

поверхность подвержена большему промерзанию, и преимущественное развитие получает мерзлотная составляющая, а снег аккумулируется на подветренной стороне, и здесь преобладает гляциальная составляющая.

Особенности строения долин также сказываются на облике каменных образований. Например, в долине р. Талдуры их распространение прерывается выходами коренных пород и нарушается изгибами самой долины (изменяется экспозиция склонов). Каменные потоки находятся на большем удалении от крупных современных центров оледенения (1200 м), чем каменные глетчеры. Высотные пределы расположения гляциально-мерзлотных каменных образований на Южно-Чуйском хребте были определены: для долины р. Талдуры — от 2000 до 2500 м, а в долине рек Аккол и Кара-Оюк — 2300—2500 м.

Продолжающееся движение этих образований зафиксировано как по косвенным признакам («пьяный» лес, отдельные наклонные или упавшие деревья, напорные валы, осыпавшийся фронт и др.), так и по инструментальным наблюдениям (теодолитным съёмкам). Съёмки проводились в долине р. Аккол на высотах 2550 м (за двумя потоками) и 2300 м (за тремя потоками). Некоторые потоки представляют собой новые генерации наплывов (с незадернованной поверхностью, фронтальным уступом, заканчивающимся осыпным шлейфом), которые «наползают» на более поздние (заросшие травянистой растительностью, кустарниками и деревьями, с неосыпающимся и выположенным фронтальным уступом). Каменные потоки № 2 и 3 не перекрывают более поздние, а формируются на их поверхности. Скорость наплыва невысока (3—4 см/год), и направления движений контрольных точек теодолитной съёмки хаотичные. Каменные потоки № 1 и 4 целиком перекрывают поздние образования, скорости их движения выше — 15—20 и 9—10 см/год соответственно. Направления контрольных точек не хаотичные, в большинстве случаев направлены вниз по склону.

Поток № 1 среди всех выделяется не только большими скоростями, но и внешним видом. Его язык дальше других спускается вниз по склону, полностью не задернован, в верховьях видны свежие сколы камней, а в нижней части из-под фронта вытекают четыре ручья. Каменный поток № 5, судя по внешним признакам (плотно задернованный каменный материал, заросший травянистой растительностью), испытывает давление расположенных выше молодых генераций. В его фронтальной части образовались поперечные трещины и в некоторых местах осыпался каменный материал. Зафиксировано перемещение контрольных точек со скоростью 3—5 см/год вниз по склону и немного в стороны. Следовательно, в процессе движения каменных глетчеров и потоков изменяется микрорельеф прилегающих к ним территорий. Наблюдаются деформации подстилающей поверхности (у основания фронтального уступа образуется вал из мятой дернины), а в большинстве случаев

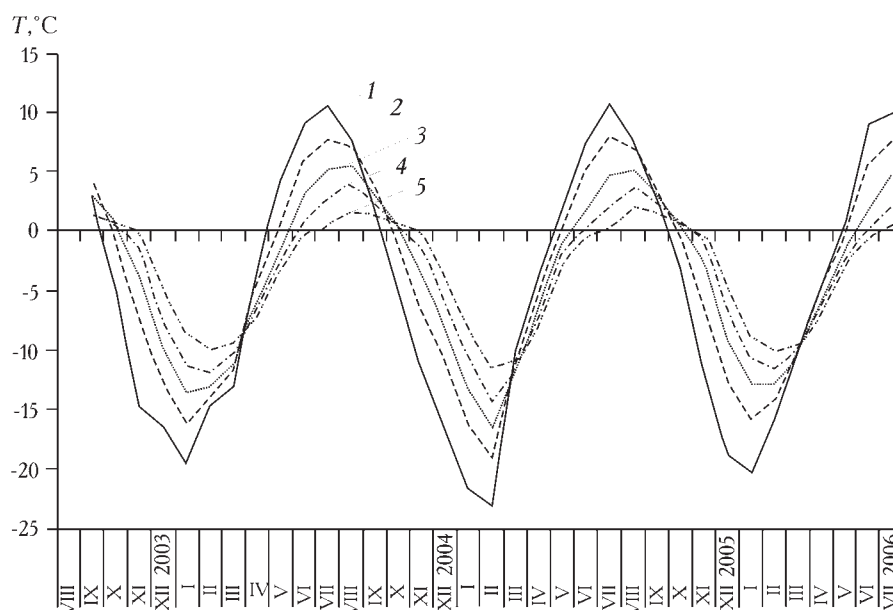


Рис. 3. Средняя месячная температура грунта с августа 2003 г. до июля 2006 г. на разной глубине, м: 0 (1), 0,5 (2), 1,0 (3), 1,5 (4) и 2,0 м (5)

Fig. 3. Mean monthly temperature from August 2003 until July 2006 at different depths of ground, m: 0 (1), 0.5 (2), 1.0 (3), 1.5 (4), and 2.0 m (5)

их погребает материал, который транспортируется глетчером или каменным потоком.

На поверхности почвы минимум средней месячной температуры отмечался в январе в 2004, 2006 и в феврале 2005 гг., а максимум — в июле 2004, 2005 и 2006 гг., что повторяет закономерность распределение её среднемесячных значений. В зимние месяцы поверхность почвы холоднее воздуха в среднем на 1 °C (в январе 2004 г. на 2,4 °C). Во время исследований в долине р. Аккол в феврале 2006 г. было установлено, что зимой формируется маломощный снежный покров. На днище долины и на значительных площадях склонов он вовсе отсутствует.

Минимум средних месячных температур грунтов зимой 2003/04 и 2005/06 гг. смещался от января к февралю, а в 2004/05 г. отмечался в феврале, а максимум смещался от июня к июлю. Наибольшая амплитуда средних месячных температур наблюдалась в ноябре 2003 (14,6 °C), январе 2005 (13,5 °C) и декабре

2005 гг. (13,9 °C), а наименьшая — в сентябре 2003 г. (1,2 °C), при переходе от марта к апрелю 2004 г. (0,1 °C), в сентябре 2004 (0,6 °C), марте 2005 (0,7 °C), сентябре 2005 (1,3 °C) и марте 2006 гг. (0,4 °C) (рис. 3).

Первые заморозки на поверхности почвы были зафиксированы в июле 2004 г. и июне 2005 и 2006 гг. Грунты промерзают и оттаивают постепенно: для устойчивого перехода температур через 0 °C в сторону понижения от поверхности до глубины 2 м осенью потребовался 60—61 день (2003—2005 гг.), а весной в сторону повышения — 50 дней в 2004 г. и 67 дней в 2005 г. Продолжительность периода оттаивания с глубиной в целом увеличивается (таблица), но на глубине 2 м в течение всего периода наблюдений грунты дольше всего оставались при отрицательной температуре.

Закключение

В горных долинах и хребтах юго-западного, юго-восточного и центрального Алтая были исследованы особенности формирования, распространения и развития крупноглыбовых образований, расположенных в нивально-гляциальной зоне высокогорий, к которым мы относим забронированные ледники, каменные глетчеры и каменные потоки. На Алтае можно выделить обширные горные участки с такими образованиями. Всего только в двух хребтах — Южно-Чуйском и Южный Алтай — выявлено 815 объектов, из них 302 каменных глетчера, 221 каменный поток и 292 каменных комплекса.

Суммарная площадь гляциально-мерзлотных каменных образований составила 263,1 км², из них на долю каменных глетчеров приходится 110,0 км²,

Таблица
Продолжительность периода оттаивания грунтов в 2004 и 2005 гг. в долине р. Аккол, Южно-Чуйский хребет

Глубина грунта, м	Число дней в году	
	2004	2005
0,0	33	98
0,5	147	158
1,0	152	166
1,5	165	178
2,0	147	138

потоков — 32,3 км² и комплексов — 120,8 км². В целом они распространены достаточно равномерно и не образуют центров концентрации. Почти 70 % таких образований имеют северную, северо-западную и северо-восточную экспозиции, более благоприятные и для развития многолетней мерзлоты. В зависимости от экспозиции различаются и типы гляциально-мерзлотных каменных образований. Каменные глетчеры в основном формируются на северных и северо-восточных склонах (затенённых, подветренных), а каменные потоки и комплексы — на северных и северо-западных (затенённых, наветренных). Наблюдения свидетельствуют о продолжающемся движении каменных потоков и об увеличении периода оттаивания грунтов в их верхней части.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, гранты №05-05-64815 и частично №08-05-00870, а также гранта МК-2606.2008.5.

ЛИТЕРАТУРА

1. 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 — 105.
2. Галанин А.А., Глушкова О.Ю. Каменные глетчеры северо-востока Азии. — МГИ, 2005, вып. 98, с. 30 — 43.
3. Географический энциклопедический словарь: понятия и термины. М.: «Советская энциклопедия», 1988, 433 с.
4. Глазовский А.Ф. Каменные глетчеры (состояние проблемы). — Криогенные явления высокогорий. Новосибирск, «Наука», 1978, с. 59 — 72.
5. Гляциологический словарь. Под ред. В.М. Котлякова. Л., Гидрометеиздат, 1984, 528 с.
6. Гобеджишвили Р.Г. Каменные глетчеры Грузии. — Сообщения АН Грузинской ССР, 1978, т. 90, № 1, с. 93 — 96.
7. Горбунов А.П. Криогенные явления Памиро-Алая. — Криогенные явления высокогорий. Новосибирск, «Наука», 1978, с. 5 — 25.
8. Горбунов А.П. Каменные ледники. Новосибирск, «Наука», 1988, 110 с.
9. Горбунов А.П., Титков С.Н. Каменные глетчеры гор Средней Азии. Якутск, Институт мерзлотоведения СО АН СССР, 1989, 164 с.
10. Заморцев В.В. Каменные потоки в Катунском хребте (Центральный Алтай). — Тр. ВСЕГЕИ (Материалы по четвертичной геологии и геоморфологии), 1963, т. 90, с. 126 — 133.
11. Заморцев В.В. О строении и происхождении каменных глетчеров. — Изв. ВГО, 1981, т. 113, вып. 6, с. 479 — 484.
12. Ивановский Л.Н. Формы ледникового рельефа и их палеогеографическое значение на Алтае. Л., «Наука», 1967, 263 с.
13. Ивановский Л.Н. Каменные глетчеры и их возраст на Алтае. — Вопросы динамической геоморфологии. Иркутск, 1977, с. 125 — 137.
14. Ивановский Л.Н. Экзогенная литодинамика горных стран. Новосибирск, «Наука», 1993, 160 с.
15. Иверонова М.И. Каменные глетчеры Северного Тянь-Шаня. — Тр. Института географии АН СССР, 1950, т. 45, с. 69 — 88.
16. Максимов Е.В. Бронированные ледники и их происхождение. — Динамика природных процессов горных стран. Л., 1977, с. 84 — 92.
17. Марченко С.С. Криолитозона Северного Тянь-Шаня: прошлое, настоящее, будущее. Якутск, Институт мерзлотоведения СО РАН, 2003, 106 с.
18. Михайлов Н.Н. Горное оледенение Алтая и Тянь-Шаня в плейстоцене. — Состояние и развитие горных систем. Материалы науч. конфер. по монтологии. СПб., 2002, с. 105 — 110.
19. Михайлов Н.Н. Позднеплейстоценовое оледенение северо-запада Монгольского Алтая. — Изв. РГО, 2002, т. 134, вып. 6, с. 34 — 42.
20. Михайлов Н.Н. Последний ледниково-межледниковый цикл и его роль в формировании представлений о плейстоценовых оледенениях Алтая. — География и современность, вып. 10. СПб., 2004, с. 15 — 20.
21. Михайлов Н.Н., Останин О.В. «Каменные глетчеры» Алтая как форма криогенно-склоновых и гляциальных процессов. — Изв. Алтайского гос. ун-та, сер. Химия, география, биология, 2004, № 3 (33), с. 11 — 15.
22. Михайлов Н.Н., Останин О.В. «Каменные глетчеры» как форма криогенно-склоновых и гляциальных процессов. — Рельефообразующие процессы: теория, практика, методы исследования. Материалы 28-го пленума Геоморфологической комиссии РАН. Новосибирск, 2004, с. 185 — 187.
23. Михайлов Н.Н., Останин О.В., Катаро Ф. «Каменные глетчеры» Алтая и перигляциальные процессы. — Университетская география. Материалы юбилейной науч. конфер. М., 2005, с. 177 — 183.
24. Симонов Ю.Г., Волкова В.Ю. Каменные глетчеры перигляциальной зоны Заилийского Алатау (Северный Тянь-Шань). — МГИ, 2004, вып. 96, с. 147 — 151.
25. Суслов В.Ф. Каменные глетчеры Кичик-Алая. — Вопросы гляциологии Средней Азии. Тр. САНИГМИ, 1966, вып. 27 (42), с. 13 — 17.
26. Титков С.И. Каменные глетчеры Тянь-Шаня. Автореф. дисс. ... канд. геогр. наук. Якутск, Институт мерзлотоведения СО РАН, 1987, 21 с.
27. Vitek J.D., Glardino J.R. et al. A bibliography on rock glaciers. Oklahoma State University, 1987, 48 p.
28. Wahrhaftig K., Cox A. Rock glaciers in the Alaska Range. — Bull. of Geol. Soc. Amer., 1959, v. 70, № 1, p. 383 — 436.

SUMMARY

Glacial-permafrost stone formations in Altai are considered. Among them the stone-covered glaciers, rock glaciers and stone streams are allocated. In the Altai, rock glaciers and stone streams prevail. Among stone streams the stone complex-streams are greatly developed. The dependence of glacial-permafrost stone formation on the slope exposition supplying fragmental material is established. Stone streams move with velocity from 0.03 up to 0.2 m/years (this is defined by an instrumental way).