

Влияние землетрясения 1988 г. на оледенение и рельеф массива Цамбагарав (Западная Монголия)

© 2022 г. А.Р. Агатова^{1*,2}, Р.К. Непоп^{1,2}, Д.А. Ганюшкин³, Д. Отгонбаяр⁴,
С.А. Грига³, И.Ю. Овчинников¹

^{1*}Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия; ²Уральский федеральный университет, Екатеринбург, Россия; ³Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия;

⁴Университет Ховда, Ховд, Монголия

*agatr@mail.ru

Influence of the 1988 earthquake on glacierization and relief of the Tsambagarav massif (Western Mongolia)

A.R. Agatova^{1*,2}, R.K. Nepop^{1,2}, D.A. Ganyushkin³, D. Otgonbayar⁴, S.A. Griga³, I.Yu. Ovchinnikov¹

^{1*}Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia; ²Ural Federal University, Ekaterinburg, Russia; ³Saint-Petersburg State University, St. Petersburg, Russia; ⁴Khovd University, Khovd, Mongolia

*agatr@mail.ru

Received June 1, 2021 / Revised August 24, 2021 / Accepted December 23, 2021

Keywords: *Mongolian Altai, Tsambagarav massif, glaciation, seismicity, Tsambagarav earthquake, ice-stone avalanche, deglaciation, Zuslan valley.*

Summary

Early documentation of the consequences of the Tsambagarav earthquake happened on July 23, 1988 ($M = 6.4$) compiled by Soviet and Mongolian specialists allowed the authors, using the example of Tsambagarav (Mongolian Altai), to assess the impact of the seismic process on the reduction of mountain glaciation and topography of the trough valleys in the arid region of Central Asia. In 1988, in upper part of the Zuslan river valley, 13 days after the earthquake, the release of a fragment of one of the glaciers gave rise to an ice-rock avalanche «on an air cushion». Its deposits with a thickness of up to 30 m blocked the valley over a distance of 5 km. Analysis of space images taken in different time together with field researches revealed that as a result of the earthquake the glacier № 15 simultaneously lost 0.1 km² of its tongue (10.4% of total area), as the whole in 1988–2015 it lost 56% of its area, whereas neighboring glaciers № 16 and 17, similar in size and the same exposure, lost significantly less – 35 and 15% of the area, respectively. Rapid shrinking of not only the glacier tongue, but also of its accumulation zone; the established deficit of ice volume in the broken off ice fragment (in comparison with initial assessment), and the abnormally long path of the avalanche made it possible to clarify the factors and mechanism of its initiation: the fall of the ice-snow ledge from the accumulation zone could lead to the rapid release of the broken ice fragment in the tongue part of the glacier. In 2004, 16 years after the avalanche, the buried ice in its deposits was still partially preserved, having completely degraded by 2019. The long time of the ice degradation process was caused by the high content (about half of the volume) of debris that armored the surface of avalanche sediments. The debris material of the avalanche repeats the relief of the underlying Pleistocene moraines, which may complicate the reconstruction of the number, scale and age of glacial events in avalanche-hazardous areas. The relatively high rate of leveling of the avalanche traces and, as a consequence, the difficulties of their subsequent identification in the relief allow us to assume a greater number of avalanche releases, including seismic ones, in the recent geological past than it can be established at present in the Altai ridges.

Citation: Agatova A.R., Nepop R.K., Ganyushkin D.A., Otgonbayar D., Griga S.A., Ovchinnikov I.Yu. Influence of the 1988 earthquake on glacierization and relief of the Tsambagarav massif (Western Mongolia). *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2022, 62 (1): 17–34. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673422010113.

Поступила 1 июня 2021 г. / После доработки 24 августа 2021 г. / Принята к печати 23 декабря 2021 г.

Ключевые слова: *Монгольский Алтай, хребет Цамбагарав, оледенение, сейсмичность, Цамбагаравское землетрясение, ледово-каменная лавина, сокращение оледенения, долина р. Зуслан.*

Ледник № 15 (по [3]), потерявший в результате Цамбагаравского землетрясения 1988 г. магнитудой $M = 6,4$ фрагмент языка (10,4% всей площади) и часть объёма в области аккумуляции, в период 1988–2015 гг. сократился на 56%, что больше сокращения соседних ледников (15–35%). Погребённый лёд в отложениях ледово-каменной лавины, заполнивших долину р. Зуслан на протяжении 5 км, частично сохранялся и в 2004 г.; полностью он растаял к 2019 г. Обломочный материал лавины повторяет рельеф подстилающих плейстоценовых морен, что может осложнить реконструкцию ледниковых событий в регионе. Уточнены факторы, определившие возникновение лавины на «воздушной подушке».

Введение

Современное отступление ледников и интенсивная трансформация высокогорных ландшафтов в аридной Центральной Азии, как и в других горных регионах Земли, вызваны глобальным повышением температуры. Отступление ледников происходит с конца XIX в. и значительно ускорилось в последнее время: по данным Всемирной метеорологической организации период с 2011 по 2020 г. стал самым тёплым десятилетием за всю историю метеорологических наблюдений, которые регулярно ведутся с 1891 г. Так, в Монголии, согласно данным IRIMNE (the Information and Research Institute of Meteorology, Hydrology and Environment of Mongolia), с 1940 г. среднегодовая температура увеличилась на 2,1 °С, при этом усиливается аридность – среднегодовое количество осадков уменьшилось здесь на 7%. Такие изменения климата не способствуют сохранению оледенения в центре наиболее крупного континента Земли: в пределах Монгольского Алтая площадь ледников неуклонно сокращается [1–3]. Однако на скорость деградации ледников также влияют процессы, не всегда связанные с климатом напрямую. Катастрофические сходы ледников и ледово-каменных лавин в нивально-гляциальном поясе гор приводят к практически одномоментному выносу на более низкие гипсометрические уровни больших объёмов льда, снега и обломков горных пород [4, 5]. В Монгольском Алтае, который характеризуется высокой сейсмической активностью, один из триггеров этих процессов – землетрясения.

Массив Цамбагарав – второй по значимости центр оледенения Монгольского Алтая. В тектоническом плане он представляет собой передовой хребет – крупный самостоятельный тектонический блок, отделённый от основной горной системы активным региональным Кобдинским разломом (рис. 1, а). С активизацией этого глубинного разлома в пределах Монгольского Алтая и связано Цамбагаравское землетрясение ($M = 6,4$), произошедшее 23 июля 1988 г. Главный толчок, эпицентр которого находился в зоне Кобдинского разлома, сопровождался серией афтершоков. По данным оперативных наблюдений [6], максимальные сейсмические эффекты были установлены в высокогорном хр. Цамбага-

рав. Самым заметным из сейсмогравитационных явлений (обвалы, оползни) стала ледово-каменная лавина, сошедшая на южном склоне хребта по долине р. Зуслан 9 августа 1988 г., через 13 дней после главного толчка. В верховьях бассейна р. Зуслан на одном из ледников, спускающихся с наиболее высокой вершины хребта горы Цаст-Ула (4208,4 м), в ходе землетрясения образовались мощные трещины северо-западного простирания. Согласно заключению [6], в результате комплекса факторов – уменьшения трения льда о ложе за счёт начавшегося интенсивного таяния и поступления талой воды, пластических деформаций льда, афтершокового процесса – отколовшийся блок льда объёмом около 6 млн м³ потерял устойчивость и обрушился в долину р. Зуслан. Вызванная этим падением лавина прошла путь длиной около 5 км, ударяясь и перескакивая с одного склона долины на другой (см. рис. 1, б). Аномально большой путь лавины, более чем в 10 раз превысивший расчётный для таких условий [7], позволил исследователям отнести её к уникальным явлениям – «обвалам на воздушной подушке». Общий объём аккумулярованного в долине материала, по оценке [6], составил $12 \cdot 10^6$ м³ при равном соотношении льда и каменного материала.

Таким образом в результате сейсмической активизации один из ледников хр. Цамбагарав одномоментно потерял значительный объём льда, а долина р. Зуслан на протяжении почти 5 км оказалась заполнена ледово-каменным материалом на высоту до 30 м (см. рис. 1, в). Оперативность и детальность документации последствий Цамбагаравского землетрясения, проведённой советскими и монгольскими специалистами в 1988 г., дали прекрасную возможность оценить влияние сейсмического процесса на сокращение горного оледенения и рельеф троговых долин в аридном районе Центральной Азии. Подобная оценка для Алтайского поднятия выполняется впервые, что в условиях его высокой сейсмической активности определяет актуальность настоящих исследований. Кроме того, практический интерес представляет собой и анализ дополнительных факторов, обусловивших аномальную протяжённость пути ледово-каменной лавины, вынесенной из нивально-гляциального пояса к подножию хр. Цамбагарав, где обычно располагаются поселения скотоводов-кочевников.

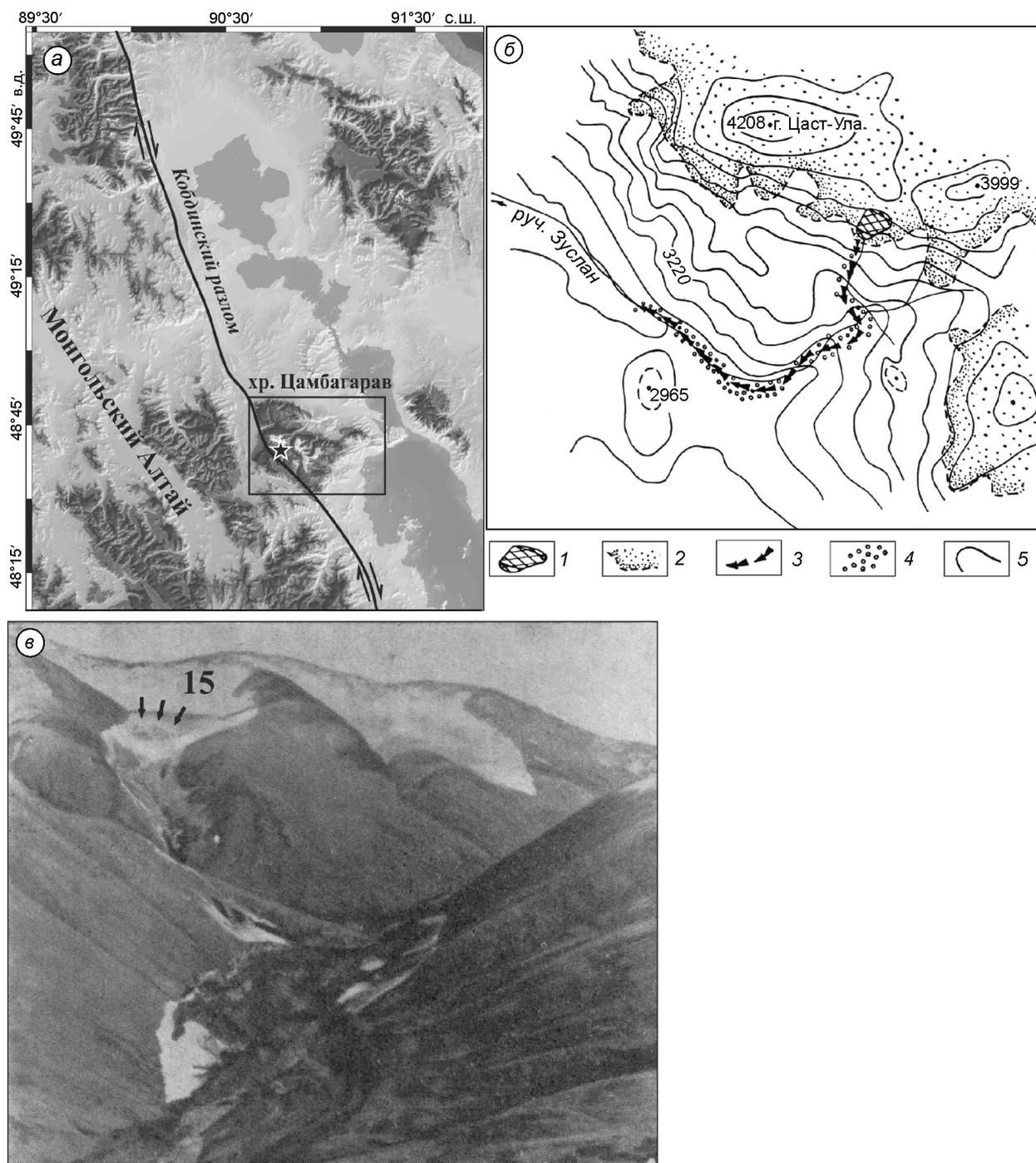


Рис. 1. Район исследования и ледово-каменная лавина в долине р. Зуслан, вызванная Цамбагаравским землетрясением ($M = 6,4$) 1988 г.

a – региональный Кобдинский разлом и хр. Цамбагарав в структуре Монгольского Алтая (звездой показано положение долины р. Зуслан); *б* – схема движения лавины, по [6]: 1 – зона отрыва льда, 2 – ледник, 3 – трасса лавины, 4 – смешённый материал, 5 – изолинии высот (через 120 м); *в* – «пострадавший» ледник и верхняя часть долины р. Зуслан после схода лавины, 1988 г. (фото В.А. Авдеева); стрелками показана стенка отрыва блока льда в леднике

Fig. 1. Study area and ice-rock avalanche in the Zuslanriver valley caused by the 1988 Tsambagarav earthquake ($M = 6.4$). *a* – regional Kobdo fault and Tsambagarav range, Mongolian Altai (the star indicates the location of the Zuslan valley); *б* – avalanche path according to [6]: 1 – ice detachment zone, 2 – glacier, 3 – avalanche path, 4 – displaced material, 5 – elevation lines (every 120 m); *в* – «injured» glacier and the upper part of the Zuslanriver valley after 1988 event (photo V.A. Avdeev); arrows show the detachment wall of ice block in glacier tongue

Район исследований

Монголия находится в высокосейсмичной области Центрально-Азиатского коллизийного пояса и подвержена частым и сильным землетрясениям. Только в XX в. здесь произошло более 60 землетрясений с магнитудой $M > 5,5$ и интенсивностью от 7 до 11–12 баллов. Десятки землетрясений сопровождались крупными нарушениями земной поверхности, а сейсмические катастрофы с $M > 8$ (Болнайское в 1905 г., Фуюньское в 1931 г., Гоби-Алтайское в 1957 г.) вызвали сейсмотектонические деформации протяжённостью до нескольких сотен километров [8]. Ведущую роль в сейсмическом режиме территории Монголии играют глубинные долгоживущие разломы [9, 10], в том числе связанные с новейшим тектоническим поднятием на западе страны – Монгольским Алтаем, представляющим собой часть горной системы Большого Алтая.

Хр. Цамбагарав – один из передовых хребтов Монгольского Алтая – отделён от основного поднятия активным региональным Кобдинским разломом (см. рис. 1). Хребет имеет сложное строение и состоит из трёх сближенных тектонических блоков. В рельефе разломные границы хребта и блоков в его структуре представлены уступами высотой до 1 км, цепочками характерных тектоногенных фасет треугольной и трапециевидной форм, а также сквозными долинами и прямолинейными участками долин; зоны пересечения разломов подчёркиваются резкими, до 90° , поворотами долин. Такой коленообразный изгиб при пересечении Кобдинским разломом имеет и долина р. Зуслан. Следы неоднократных землетрясений в виде уступов в основании тектоногенных фасет, сейсморов, смещающих эрозионно-осыпные лотки и русла водотоков, наблюдаются преимущественно вдоль границ тектонических блоков разного ранга.

Крупнейший из блоков хребта, имеющий треугольную в плане форму, – наиболее высок. Его уплощённый водораздел с основными вершинами 4208,4 (гора Цаст-Ула), 4102 и 4025 м над ур. моря (все высоты в статье даны над уровнем моря) поднимается выше снеговой линии. Это определило широкое развитие плосковершинных ледников в его пределах – их доля в суммарной площади оледенения хребта составляет почти 40% [3]. Долинные и каровые ледни-

ки занимают положение на их периферии, образуя ледниковые комплексы.

Современное оледенение хр. Цамбагарав возникло в середине голоцена, около 6 тыс. лет назад [11], и быстро сокращается в настоящее время [1–3]. С максимума малого ледникового периода площадь оледенения уменьшилась на 47%, граница питания ледников поднялась на 165 м, что на данном этапе привело к обособлению семи ледниковых комплексов. В них сгруппированы 67 ледников суммарной площадью 68,41 км² (по состоянию на 2015 г.), в пределах которых средневысоченная высота фирновой границы составляет 3748 м [3]. Крупнейший из ледниковых комплексов приурочен к наиболее высокой вершине хребта – горе Цаст-Ула. На её южном склоне в верховьях р. Зуслан преобладают височие и карово-долинные ледники, среди которых минимальный размер имеет каровый ледник (№ 15, по [3]), который дал начало ледово-каменной лавине 1988 г. и стал объектом наших исследований.

Климат хр. Цамбагарав характеризуется низким годовым количеством осадков, что связано с его положением в центральной части Евразии. По данным ближайших (35 км) гидрометеостанций (ГМС) Баяннур (период измерений 1995–2004 гг.) и Эрдэнбурен (1962–2002 гг.), расположенных в предгорьях на высотах 1364 и 1250 м соответственно, среднегодовая температура воздуха составляет $-5,6^\circ\text{C}$, средняя зимняя $-22,3^\circ\text{C}$, средняя летняя 16,5 и $16,6^\circ\text{C}$; среднее годовое количество осадков – 87 и 78 мм соответственно при преобладании северо-западного направления влагопереноса [2]. Рост количества осадков с высотой, положение главного водораздела выше снеговой линии, преобладание уплощённых вершин, а также высокая роль экспозиции и метелевого переноса – основные орочиматические факторы оледенения хр. Цамбагарав в данных аридных условиях.

Методика исследований

Для анализа происходящих с 1988 г. изменений в состоянии «пострадавшего» ледника № 15 и ледово-каменной лавины в долине р. Зуслан, а также уточнения факторов, определивших возникновение лавины на «воздуш-

Таблица 1. Космические снимки, использованные в исследовании

Индекс (ID)	Режим	Дата съёмки	Спутник	Пространственное разрешение, м	
DS1104-1055	Панхроматический	11.08.1968 г.	Corona	1,8	
LT51410261988174BJC00	Мультиспектральный	22.06.1988 г.	Landsat-5	30,0	
LT51420261989215BJC00		03.08.1989 г.			
LT51410261996196BJC00		14.07.1996 г.			
LE71420262002195SGS00		14.07.2002 г.	Landsat-7		15,0
LT51410262006207IKR00		26.07.2006 г.	Landsat-5		30,0
1030010048939200	Панхроматический	19.08.2015 г.	WV02	0,48	

ной подушке», мы использовали комплекс методов, предусматривающих как полевые исследования, так и дистанционное зондирование. Сравнение скоростей сокращения ледника № 15 и соседних ледников в долине р. Зуслан до и после Цамбагаравского землетрясения выполнено на основе дешифрирования космических снимков 1968, 1988, 1989, 1996, 2002, 2006, 2015, 2019 гг. (табл. 1). Дешифрирование проводилось в программной среде GIS – Mapinfo и ArcGIS. При дешифрировании и реконструкции оледенения в качестве минимальной принята площадь картирования 0,01 км².

Для реконструкции возможного механизма отрыва ледяного блока в теле ледника объём этого блока был оценён разными способами с целью последующего сравнения с объёмом ледовой составляющей отложений лавины. Средняя толщина ледника, давшего начало лавине, рассчитана с использованием региональной эмпирической зависимости для каровых и карово-вишневых ледников Алтая [12]

$$V = 0,0487F^{1,244},$$

где V – объём; F – площадь ледника.

При определении толщины ледника в отдельных точках была задействована модель GlabTop (Glacier bed Topography) [13]. Величина напряжения сдвига на ложе τ рассчитывалась с помощью эмпирической зависимости от разницы высот ΔH между высшей и низшей точками ледника [14]:

$$\tau = 0,005 + 1,598\Delta H - 0,435\Delta H^2.$$

Средняя высота границы питания ледника рассчитывалась по модифицированной формуле Кренке–Ходакова [15], а баланс массы – по методике Г.Е. Глазырина [16] с использовани-

ем данных базовой ГМС о температуре воздуха и осадках, а также высоты фирновой границы. При расчёте абляции применялась региональная формула, полученная в результате измерения баланса массы ледников горных массивов Монгун-Тайга, Тургени-Нуру и Хархира [17]. Высотный температурный градиент принят равным 0,65 °С/100 м, а высотный градиент годового количества осадков – 7,7 мм/100 м. Оба градиента были определены для массива Цамбагарав ранее [3].

Полевые исследования долины р. Зуслан проводили дважды: в июне 2004 и августе 2019 гг., соответственно через 16 лет и 31 год после Цамбагаравского землетрясения 1988 г. В ходе маршрутов вели фотофиксацию и определяли координаты новообразованных форм рельефа с помощью GPS-приёмника (точность 2–4 м). Границы лавинных отложений устанавливали как непосредственно на местности, так и на основе дешифрирования космоснимков. Для подтверждения эрозионного воздействия лавины были проведены датирование, спорово-пыльцевой анализ и комплексный групповой биологический анализ по методике Кордэ–Успенской [18] образцов торфянистой почвы, вскрытой шурфом в 2019 г. под лавинными отложениями. Радиоуглеродное датирование почвы выполнено в Институте геологии и минералогии СО РАН (г. Новосибирск). ¹⁴C дата калибрована с доверительным интервалом 2σ в программе CALIB Rev 7.1 (<http://calib.qub.ac.uk/calib/>) с использованием калибровочной базы IntCal13 [19]. Спорово-пыльцевой анализ выполнен О.Б. Кузьминой (Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, г. Новосибирск), комплексный групповой биоанализ – О.Н. Успенской (Всеоссийский научно-исследовательский институт овощеводства РАСХН, г. Верей).

Результаты исследований

Сокращение ледника № 15. До Цамбагаравского землетрясения 1988 г. ледник № 15 представлял собой каровый ледник с выводным висячим языком, составлявшим менее 1/3 длины всего ледника – переходный тип между каровым и карово-долинным. Уклон языка составлял до 25° (в среднем ~11° согласно SRTM, построенной

в 2000 г., и ~26° согласно топографической карте масштаба 1:100 000, несмотря на мелкий масштаб, лучше отражающей состояние ледника на момент Цамбагаравского землетрясения). На основании анализа космических снимков от 22.06.1988 г. и 03.08.1989 г. сокращение площади ледника № 15 в результате одномоментной потери части языка 09.08.1988 г. после Цамбагаравского землетрясения оценивается в ~0,1 км², или 10,4% (рис. 2).

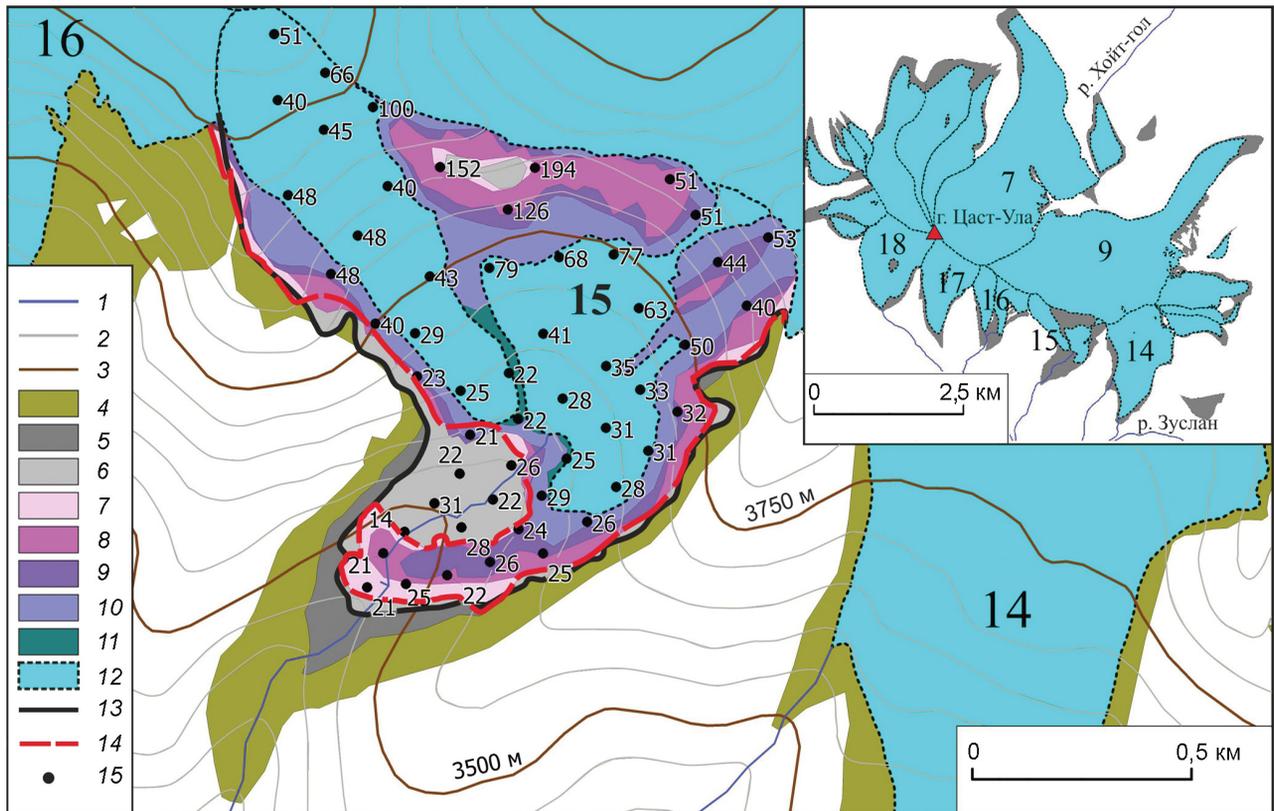


Рис. 2. Сокращение нарушенного в результате Цамбагаравского землетрясения ледника № 15 по данным дистанционного зондирования:

1 – реки (безымянные правые притоки р. Зуслан); 2, 3 – изогипсы: 2 – через 50 м, 3 – через 250 м; 4 – ледник в максимум малого ледникового периода; 5–11 – участки сокращения площади ледника в периоды: 5 – с 11.08.1968 г. по 22.06.1988 г., 6 – с 22.06.1988 г. по 03.08.1989 г., 7 – с 03.08.1989 г. по 14.07.1996 г., 8 – с 14.07.1996 г. по 14.07.2002 г., 9 – с 14.07.2002 г. по 26.07.2006 г., 10 – с 26.07.2006 г. по 15.08.2015 г., 11 – с 15.08.2015 г. по 02.08.2019 г.; 12 – ледник по состоянию на 02.08.2019 г.; 13 – граница ледника до Цамбагаравского землетрясения (22.06.1988 г.); 14 – граница ледника после Цамбагаравского землетрясения (03.08.1989 г.); 15 – рассчитанные по модели GlabTop значения толщин ледника, м. Изогипсы проведены на основе цифровой модели рельефа SRTM 3 (The NASA Version 3.0 SRTM Global 1 arcsecond). На врезке – сокращение ледникового комплекса Цаст-Ула с 1968 г.

Fig. 2. Reduction of the glacier No. 15 as a result of the Tsambagarav earthquake according to remote sensing data. 1 – rivers (nameless right tributaries of Zuslan river); 2, 3 – elevation lines: 2 – every 50 m, 3 – every 250 m; 4 – glacier at the maximum of the Little Ice Age (LIA); 5 – 11 – areas of glacier reduction based on the results of space imagery interpretation in the periods: 5 – from 11.08.1968 to 22.06.1988, 6 – from 22.06.1988 to 03.08.1989, 7 – from 03.08.1989 to 14.07.1996, 8 – from 14.07.1996 to 14.07.2002, 9 – from 14.07.2002 to 26.07.2006, 10 – from 26.07.2006 to 15.08.2015, 11 – from 15.08.2015 to 02.08.2019; 12 – glacier as of 02.08.2019; 13 – the boundary of the glacier shortly before the Tsambagarav earthquake (22.06.1988); 14 – the boundary of the glacier after the Tsambagarav earthquake (08.03.1989); 15 – glacier thickness (m) according to the GlabTop model. Elevation lines were drawn based on the SRTM 3 digital elevation model (The NASA Version 3.0 SRTM Global 1 arc second). The inset shows the reduction of the glacial complex of the Tsast-Ula peak since 1968

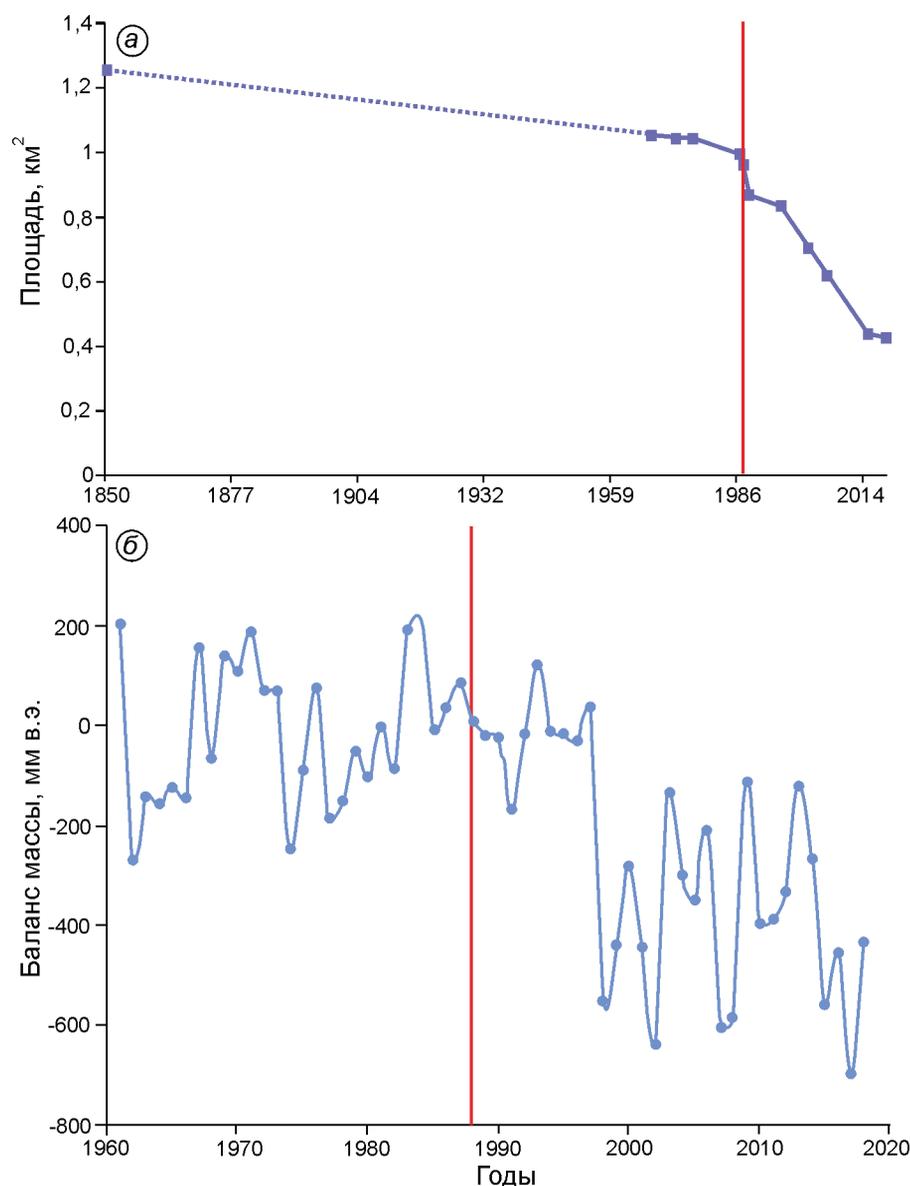


Рис. 3. Динамика ледника № 15. *a* – изменение площади ледника с максимума малого ледникового периода по 2019 г. по данным дешифрирования космоснимков; *б* – колебания баланса массы ледника на высоте границы питания по состоянию на 1988 г. (3900 м) за период 1961–2019 гг. Красная линия отмечает 1988 г., когда произошло Цамбагаравское землетрясение

Fig. 3. Change of the glacier № 15. *a* – change in the glacier area from the maximum of the Little Ice Age to 2019 according to the interpretation of satellite images; *б* – fluctuations in the mass balance index of the glacier at the equilibrium line altitude as of 1988 (3900 m) for the period of 1961–2019. Red line indicates the 1988 Tsambagarav earthquake

Анализ разновременных спутниковых снимков показывает, что после отрыва блока льда ложе ледника обнажилось в западной части языка. Отколовшийся фрагмент отделился не от самого края языка (см. рис. 1, б, в), но уже в 1989 г. тонкая западная перемычка растаяла, тогда как на восточной периферии бывшего языка сохранился участок льда шириной около 100–130 м и длиной около 600 м (см. рис. 2). В своей нижней части он вплоть до 2019 г. перегораживал долину. В течение семи лет после землетрясения и схода ледово-каменной лавины площадь ледника сокращалась в основном за счёт таяния этого узкого блока. Большая часть ледника при этом находилась в области аккумуляции, поэтому положение конца ледника

в течение непродолжительного периода стабилизировалось. Тем не менее, восстановление ледника не произошло. После 1996 г. начинается его интенсивное отступление (рис. 3, а). С этого времени продолжается не только деградация ледяного выступа в нижней части ледника, но и увеличивается площадь обнажающихся скальных выходов на высотах около 3800–3850 м. Эти процессы отражают быстрое уменьшение толщины льда.

В 2004 г., через 16 лет после землетрясения, при нашем посещении долины р. Зуслан ещё сохранялся крутой уступ в теле ледника – стенка отрыва блока, падение которого инициировало сход лавины; в самом уступе была отчётливо видна слоистая структура льда (рис. 4, а). Стен-

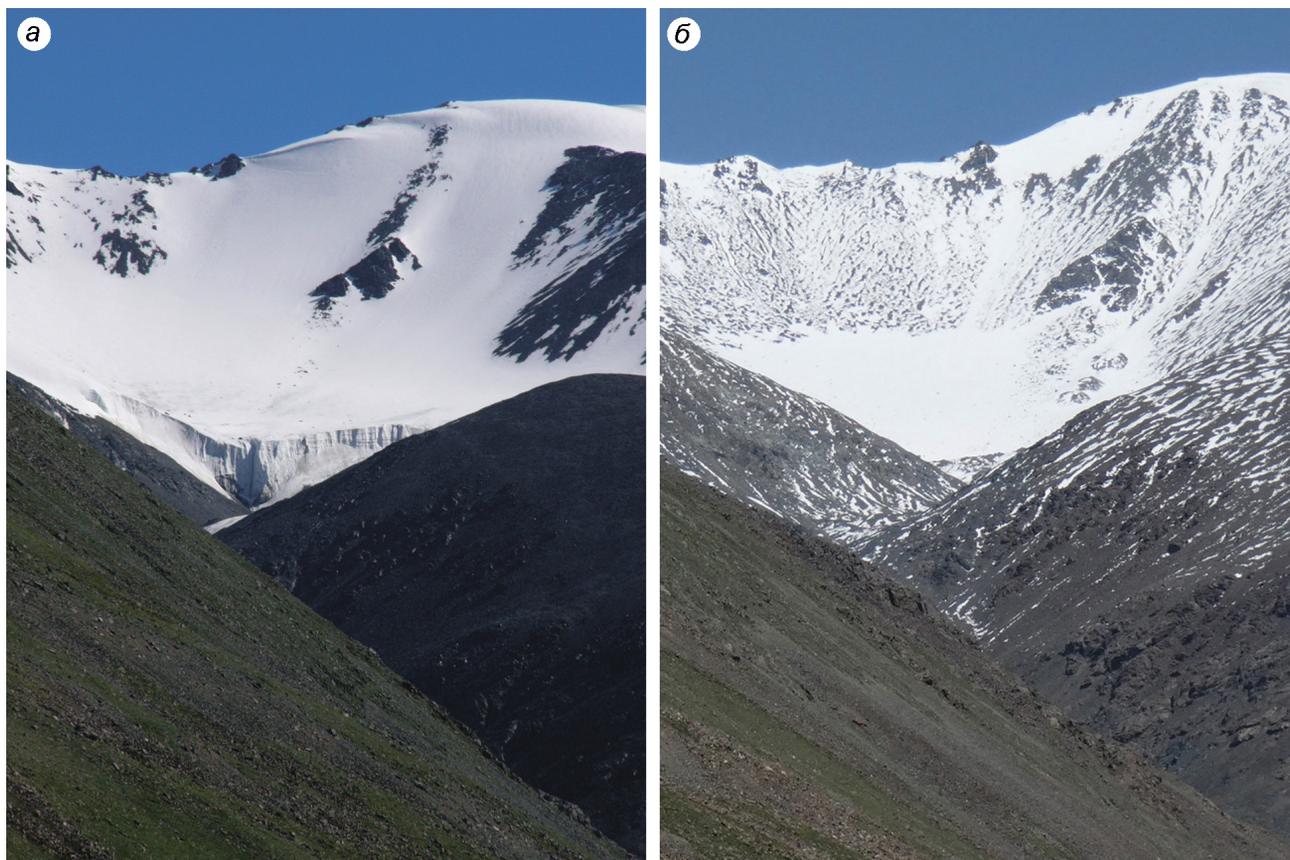


Рис. 4. Вид ледника № 15 через 16 лет и 31 год после сейсмособытия 1988 г.
a – 20 июля 2004 г.; *б* – 30 августа 2019 г. Фото А.Р. Агатовой

Fig. 4. View of glacier No. 15 16 years after and 31 years after the 1988 seismic event.
a – on July 20, 2004; *b* – on August 30, 2019. Photo by A.R. Agatova

ки кара всё ещё были покрыты фирном, хотя его толщина стала заметно меньше, чем в 1988 г., при этом склон юго-западной экспозиции полностью потерял ледово-фирновый покров. К 2006 г. блок льда в нижней части ледника превратился в узкий клин забронированного мёртвого льда, не связанного с ледником. В дальнейшем продолжилось быстрое сокращение площади, занятой льдом на стенке кара на уровне около 3800 м, а уже к 2015 г. в пределах кара намечилось разделение ледника на каровую и висячую составляющие.

В ходе посещения ледника 2 августа 2019 г. отмечено его окончательное разделение на две части – каровую и висячую (см. рис. 2). Толщина ледника заметно уменьшилась, обнажились выступы его ложа. Уступ (стенка отрыва) был полностью нивелирован. Фирн на стенках кара практически отсутствовал (см. рис. 4, *б*). Перегораживающий долину блок, несмотря на умень-

шение размеров, ещё сохранялся под чехлом обломочного материала. Сток воды проходил под блоком. Анализ разновременных космоснимков показывает, что за период с 1988 по 2015 г., в начале которого в результате Цамбагаравского землетрясения ледник № 15 утратил фрагмент языка, площадь этого ледника уменьшилась на 56% (см. рис. 2 и 3, *a*). За тот же период площадь соседних ледников № 16 и 17 сократилась на 35 и 15% соответственно. Интересно, что с 1989 г., т.е. уже после схода фрагмента языковой части и уменьшения области абляции, ледник № 15 сокращался быстрее, чем соседние ледники: потеря его площади в 1989–2015 гг. составила 49% по сравнению с теми же 35 и 15% у ледников № 16 и 17 соответственно.

Баланс массы ледника № 15 до и после Цамбагаравского землетрясения. На основе данных ближайшей длиннорядной ГМС Улгий рассчитано изменение баланса массы лед-

ника на уровне 3900 м – высоте границы питания по состоянию на 1988 г. перед Цамбагаравским землетрясением (см. рис. 3, б). Расчёты выполнены для периода 1961–2019 гг. Баланс массы был стабильным до 1998 г., после чего испытал скачкообразное уменьшение (более 500 мм в.э.) и определялся значениями в интервале $-400 \div -600$ мм в.э., т.е. в неблагоприятных климатических условиях ледник продолжал быстро сокращаться (см. рис. 3, а). В 1988 г. соотношение площадей областей аккумуляции и абляции изменилось в результате резкого сокращения области абляции при отрыве части ледника, что на фоне стабильных климатических условий, казалось бы, могло вызвать частичное восстановление ледника в последующее десятилетие. Однако этого не произошло и ледник в 1988–1998 гг. продолжал сокращаться. Вероятно, в 1988 г. уменьшилась в размерах не только область абляции (за счёт отрыва блока от ледникового языка), но и область аккумуляции, где потеря значительного объёма льда за счёт обвала произошла без видимого на снимках изменения площади этой зоны.

Оценка толщины ледника № 15. Оценку толщины провели в разных точках ледника с использованием модели GlabTop, которая предполагает несущественное влияние ледника на изменение рельефа подстилающего ложа (что соответствует действительности при рассмотрении современных ледников на историческом этапе их развития) и сглаженный характер последнего. Толщину льда оценивали вдоль линий тока ледника и далее интерполировали между этими точками и границами ледника с нулевой толщиной льда. При моделировании использована топографическая карта масштаба 1:100 000, так как все известные нам цифровые модели на район исследований создавались позже 1988 г. Результаты расчётов приведены на рис. 2. Рассчитанная таким образом толщина льда для сошедшей в 1988 г. части ледника находится в пределах 14–31 м. Объём ледника по состоянию на 22 июня 1988 г., рассчитанный с использованием эмпирической зависимости для каровых и карово-висячих ледников Алтая [12], составил $0,046 \text{ км}^3$, что соответствует средней толщине льда для всего ледника около 48 м.

Параметры ледово-каменной лавины 1988 г. Лавина, инициированная сходом фрагмента лед-

ника, начала формироваться на высоте около 3400 м и прошла путь длиной 5 км до отметки 2840 м (высотные отметки и измерения длин приведены по 3D-модели рельефа программы GoogleEarth) (рис. 5). Таким образом, перепад высот составил 560 м, при этом на первом километре пути, где уклон склона достигает $20\text{--}25^\circ$, он был максимальным – около 320 м, как и отмечено в работе [6]. Это обеспечило быстрый набор скорости ледово-каменной брекчией. Роль трамплина для разгонявшейся лавины в конце первого километра пути выполнил поперечный её ходу склон водораздельного гребня высотой 70 м. Удар в склон привёл к прыжку через гребень, а наличие трёх крутых (около 90°) поворотов долины по пути следования лавины (через 1, 1,6 и 3,5 км от места зарождения) обусловило её перекидывание с одного склона на другой с затуханием амплитуды заплесков по высоте от 120 м до 70 и 30 м. Сохранность почвенного покрова в месте перепрыгивания водораздельного гребня, а также амплитуда и протяжённость заплесков задокументированы непосредственно после схода лавины [6], что важно для понимания масштаба и механизма этого природного явления, так как следы лавины в рельефе достаточно быстро преобразуются и нивелируются последующими геоморфологическими процессами.

Изменения в области аккумуляции ледово-каменной лавины после 1988 г. В 2004 г., т.е. через 16 лет после схода лавины, основная масса льда в ледово-каменных отложениях уже растаяла и обломочная составляющая на большем протяжении долины была спроецирована на дно и склоны долины. На более крутых участках склонов было отмечено смещение лавинных отложений вниз по склону. Река проделала новое русло, преимущественно сместившись к правому, более прогреваемому склону долины юго-восточной экспозиции. Русло во многих местах распадалось на рукава, огибая сгруженный обломочный материал. Уже были разрушены котловины временных озёр, образовавшихся в 1988 г. [6], мелкозернистые отложения этих озёр также оказались спроецированы на дно долины. Тем не менее, в верхней (северо-восточного простирания) части долины, где лавина была насыщена ледовым материалом в большей степени, на левобережье ещё продолжалась дегра-

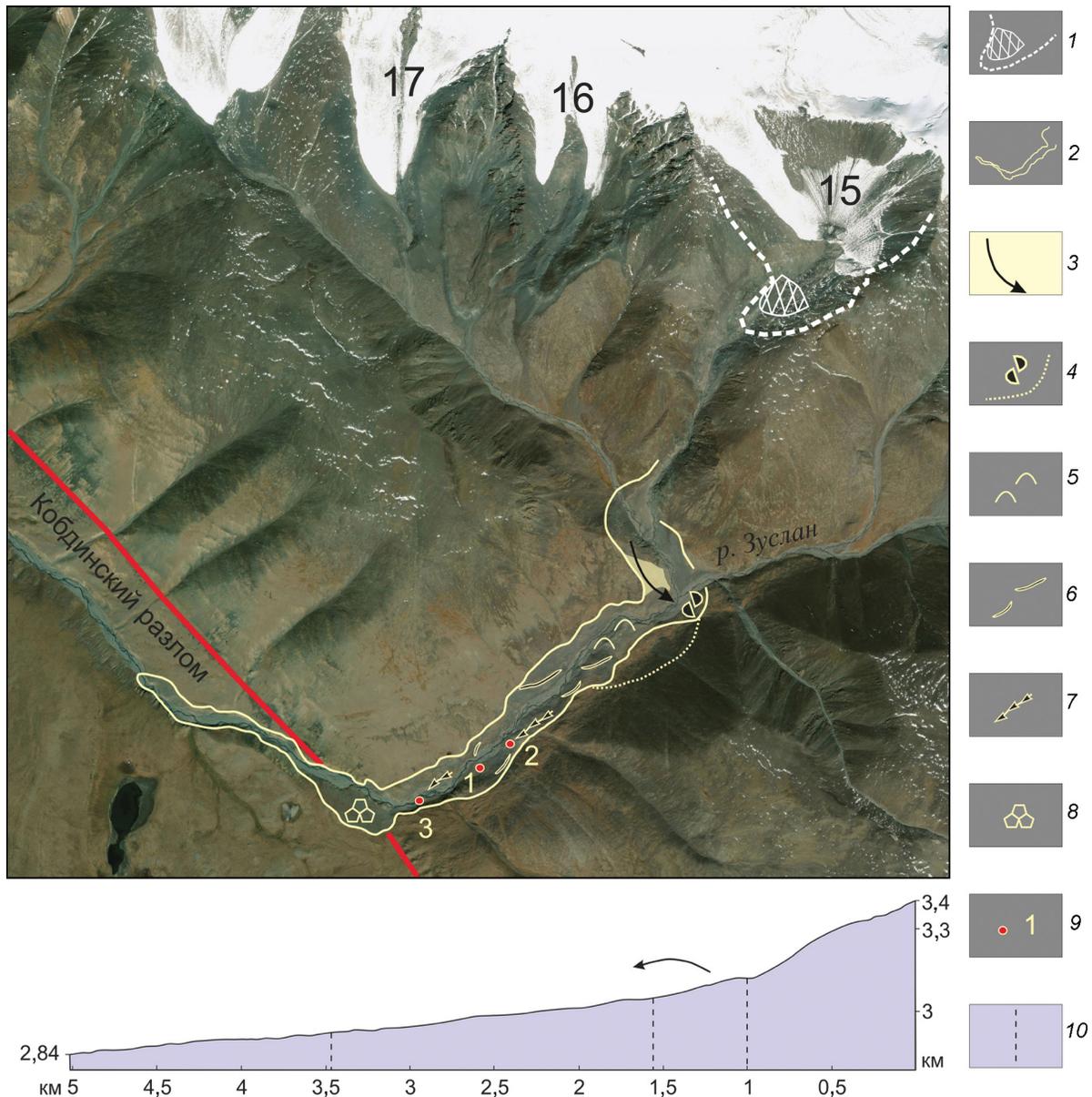


Рис. 5. Следы ледово-каменной лавины в рельефе долины р. Зуслан (хр. Цамбагарав) и продольный профиль участка прохождения лавины:

1 – граница ледника на момент Цамбагаравского землетрясения и отколовшийся фрагмент языка, сход которого вызвал лавину; 2 – отложения ледово-каменной лавины; 3 – склон с сохранившимся почвенным покровом, через который перелетела лавина; 4 – скопление расколотых обломков в месте удара лавины и вероятная граница её заплеска на левый склон долины р. Зуслан; 5 – участок долины с инверсионным холмистым рельефом и следами спущенных подпрудных озёр; 6 – гряды отложений сошедшей лавины; 7 – эрозионные каналы в скальных породах и рыхлых отложениях; 8 – участок развития криогенных полигонов на поверхности лавинных отложений; 9 – точки наблюдения, обсуждаемые в тексте; 10 – повороты долины на профиле. Основа схемы – космоснимок World-View-2, дата съёмки 19.08.2015 г.

Fig. 5. Traces of ice-rock avalanche in the topography of the Zuslan river valley (Tsambagarav Range) and the longitudinal profile of the avalanche path:

1 – glacier outline at the time of the Tsambagarav earthquake and detached fragment of the glacier tongue, which triggered ice-rock avalanche; 2 – avalanche deposits; 3 – slope with preserved soil cover (the avalanche flew over this slope); 4 – conglomeration of fractured debris at the place of the avalanche impact and the probable boundary of its splash on the left slope of the Zuslan valley; 5 – part of the valley with the inversion hilly topography and traces of drained dammed lakes; 6 – ramparts of avalanche deposits; 7 – erosion channels in rocks and loose sediments; 8 – area of cryogenic polygons on the surface of avalanche sediments; 9 – observation points discussed in the text; 10 – bends of the valley on the longitudinal profile. The basis of the scheme is the World-View-2 satellite image, image acquisition date 08.19.2015

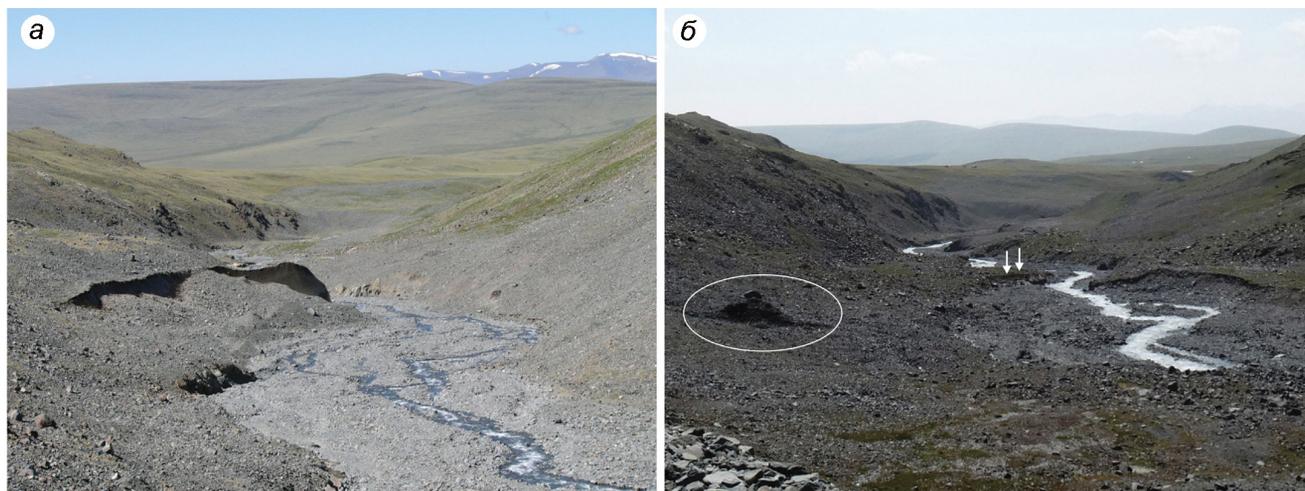


Рис. 6. Следы прохождения ледово-каменной лавины 1988 г. на дне долины р. Зуслан: *a* – в 2004 г., уступ на левобережье, образованный погребённым льдом; *б* – в 2019 г., стрелками показан участок долины на фото *a*, овалом – оплывший со склона блок органоминерального субстрата высотой 3–4 м. Участок долины СВ–ЮЗ простирания, вид вниз по долине. Фото А.Р. Агатовой

Fig. 6. Traces of the passage of the ice-rock avalanche in 1988 at the bottom of the Zuslan river valley: *a* – in 2004, scarp on the left bank is formed by buried ice; *b* – in 2019, arrows show the part of the valley in photo *a*, oval – peat block 3–4 m high sliding down the slope. The NE-SW-oriented part of the valley, view downstream. Photo by A.R. Agatova

дация погребённого льда – лёд обнажался под чехлом обломков во вдоль береговых уступах северо-западной экспозиции высотой до 1–1,5 м (точка 1 на рис. 5, рис. 6, *a*).

У подножий ледовых уступов шло формирование осыпей из каменных обломков. Особо подчеркнём, что возникшие при вытаивании льда валы были хорошо выражены в рельефе и напоминали боковые морены ледника. После поворота долины на 90° на участке её северо-западного простирания в отложениях лавины, как было отмечено в работе [6], преобладала уже каменная составляющая. В 2004 г. на этом участке лёд отсутствовал и на склонах, и на дне долины. Сразу ниже поворота вынесенные обломки пород залегали на пологом левом склоне в виде лопасти длиной около 400 м и шириной до 150 м. Тонкий чехол лавинных отложений точно повторял здесь рельеф подстилающих древних морен, но имел более свежую поверхность – обломки были не задернованы, не покрыты лишайниками, многие имели свежие сколы и трещины. Обломочный чехол резко выделялся серым цветом на фоне задернованных плейстоценовых морен. По сравнению с обломками на поверхности морены, представленными преимущественно крупными валунами и глыбами, среди обломков, вынесенных лавиной,

значительно меньше крупных и окатанных, однако тонкозернистая составляющая в отложениях лавинного чехла практически отсутствовала. Повышенный объём и свежий вид обломочного чехла были отмечены на склонах и на дне молодого эрозионного ущелья, врезанного здесь в долину. Фронтальная часть лавины, напротив, не выделялась в рельефе, очевидно, из-за малой мощности спроецированного на дно долины обломочного материала и его размыва в ходе последующих сезонных паводков. Лишь небольшая «примазка» серого цвета в виде тонкого чехла крупных окатанных и неокатанных обломков фиксируется в этом месте на поверхности правобережной скальной террасы.

В 2019 г., через 31 год после события, на левобережном участке долины, где в 2004 г. ещё сохранялся погребённый лёд, видимых обнажений льда вдоль реки мы уже не отмечали, хотя не исключено, что забронированный обломками лёд частично сохраняется у подножия склона долины под возникшими осыпями. В то же время на этом участке были зафиксированы единичные крупные, до 3 × 4 м площадью и толщиной до 2–4 м, блоки органоминерального субстрата, вероятно, подрезанного лавиной на склоне в 1988 г. (точка 2 на рис. 5, см. рис. 6, *б*). Блоки были поставлены «на ребро» и развёрнуты либо перевернуты подо-

швой вверх в результате деградации льда и интенсивного оползания склона в 2004–2019 гг.

Характерная форма рельефа, указывающая на недавнее заполнение верхней части долины массой льда и каменного материала, – многочисленные скопления, часто пирамидальные, обломков разной крупности (от валунов до песка и суглинка), спроецированных на дно долины либо на отдельные крупные валуны при деградации отдельных блоков льда. Высота этих скоплений варьирует от нескольких сантиметров до 2–3 м. Самые крупные «пирамиды» встречены на дне долины в верхней её части (см. рис. 5), где ранее отмечались холмы высотой до 5 м [6]; небольшие пирамиды, наряду с расколотыми обломками, часто служат маркерами верхнего уровня лавинных отложений на склонах долины. Огромное количество расколотых камней и обломков со сколами фиксирует и место удара лавины о левый склон долины р. Зуслан. Удар пришёлся на участок склона напротив устья долины правого притока, из которой лавина вылетела, уже набрав значительную скорость (см. рис. 5). Обломки сконцентрированы на высоте около 30 м над дном долины (3075 м). Следы выброса ледово-каменной массы дугой до 120 м высотой, отмеченного в этом месте в 1988 г., мы не смогли уверенно идентифицировать ни в 2019, ни в 2004 гг. Возможно, из-за малой мощности отложений они оказались рассредоточены на поверхности делювиально-осыпного шлейфа. Валообразные скопления у подножия этого шлейфа могут представлять собой верхний уровень заплеска (он отмечен на рис. 5), но без информации о максимальной высоте лавины в данном месте принять эти скопления за следы лавины по прошествии всего нескольких десятков лет уже проблематично.

В целом же чехол лавинных отложений по-прежнему хорошо отличим на склонах долины по ярко-серому цвету, но уже заметно оползает и не имеет сплошного распространения, как это было в 2004 г. Расчленённость рельефа, возникшего при таянии льда в теле лавины, значительно снизилась. Появилось больше скальных участков, ранее присыпанных чехлом обломков. При этом река, напротив, глубже врезалась в спроецированные на дно долины отложения и на некоторых участках уже сформировала отчётливую пойменную террасу.

В области аккумуляции лавинных отложений установлены также участки, где лавиной были срезаны накопленные ранее отложения на склонах и днище долины. Так, у подножия обоих склонов долины эродированы основания осыпных и пролювиальных конусов. На левом склоне в 2019 г. зафиксирован ров – маргинальный канал, отделяющий отложения лавины и перекрытого ими пролювиального конуса в устье крупного эрозионного вреза (см. рис. 5). Здесь же обнажаются и небольшие выступы сглаженных лавиной коренных пород склона. Такой же набор эрозионных форм зафиксирован в скальных породах ниже по долине на правом берегу. Доказательством экзарации лавиной подстилающих отложений на участке поворота долины на северо-запад (точка 3 на рис. 5) стала ^{14}C дата 1621 ± 201 кал. лет (1725 ± 70 СОАН-9838) горизонта торфянистой почвы толщиной 20 см, залегающего на левобережной пойменной террасе (2910 м) под маломощными здесь – не более 20 см – отложениями лавины. Датирование показало, что верхняя часть почвенного профиля либо перекрывающие палеопочву отложения на этом участке были срезаны. Данный вывод подтверждается присутствием в спорово-пыльцевом спектре спор произрастающего на влажных почвах папоротника-гроздовника (*Botrychium* sp.) и результатами комплексного группового биоанализа – биоостатки размерностью >250 мк, помимо преобладающих (90%) травянистых растений, представлены также влаголюбивыми осокой (*Carex*) и дербенником (*Lythrum*), в современных условиях в долинах массива Цамбагарав не произрастающих. На поверхности пойменной террасы на данном участке долины в 2019 г. были зафиксированы единичные термокарстовые западины до 1,5 м в диаметре, указывающие на относительно недавнюю деградацию льда, преобладавшего в теле лавины до поворота долины.

На участке долины северо-западного простирания, ниже крутого поворота, в маломощном чехле обломков на левом пологом берегу прослеживаются контуры криогенных полигонов (см. рис. 5). Отложения лавины уже освоены здесь травянистой растительностью, местами сформировался бугристо-западинный микро-рельеф. В ущелье, врезанное в дно долины, со склонов продолжает сгружаться спроецированный обломочный материал преимущественно крупного размера.

Обсуждение результатов

Различия в скорости сокращения пострадавшего ледника № 15 и соседних ледников в верховьях бассейна р. Зуслан. Сопоставление типа, экспозиции, гипсометрического положения и уклонов поверхности ледников южного склона вершины Цаст-Ула на 22.06.1988 г., т.е. незадолго до землетрясения (табл. 2), показывает, что все ледники имели схожие параметры. Отличие ледника № 15 от других – более сложное строение: наличие хорошо выраженного кара, из которого спускался висячий язык. При этом ледник № 15 располагался в тот момент даже несколько ниже висячих ледников № 16–18. Сравнение с весьма схожими соседними ледниками позволяет максимально объективно выявить влияние сейсмически обусловленной потери фрагмента языка на скорость сокращения пострадавшего ледника в условиях продолжающегося потепления климата. Отрыв и сход 9 августа 1988 г. в результате Цамбагаравского землетрясения 0,1 км² языковой части (10,4% всей площади) ледника № 15 повлияли на его сокращение коренным образом. Анализ космоснимков показал, что с 1988 по 2015 г. его площадь уменьшилась на 56% (см. рис. 2), тогда как соседние ледники № 16 и 17, схожие с ним по размерам, высотному положению и экспозиции (см. табл. 2), сократились не столь значительно: на 35 и 15% соответственно.

Отметим, что в условиях прогрессирующего потепления климата резкое сокращение площади области абляции в результате одномоментной потери ледником нескольких миллионов кубических метров льда не привело к его восстановлению. Наличие глубоко врезанного кара, который при прочих равных условиях служит преимуществом для сохранения ледника, способствуя его затенённости и повышенной концентрации снега, также не стало решающим фактором для восстановления. После кратковременной стабилизации, длившейся до 1997 г. (см. рис. 3), последовало сокращение пострадавшего ледника, значительно более быстрое по сравнению с соседними. Сначала после окончательного стаивания языка он стал каровым, а к моменту нашего посещения в 2019 г. уже произошло его разделение на два отдельных ледника внутри этого кара.

Вероятный механизм возникновения ледово-каменной лавины на «воздушной подушке». Согласно версии В.А. Авдеева с соавторами [6], в резуль-

тате Цамбагаравского землетрясения блок льда в языковой части ледника был оторван от основного тела и смещён на несколько метров в юго-восточном направлении; как следствие, в образовавшуюся трещину поступали талые воды, вызывая уменьшение трения между оторвавшимся блоком ледника и ложем, что, наряду с пластическими деформациями льда и афтершоковым процессом в очаге, через 13 дней привело к движению блока и сходу лавины. В работе [5] подчёркивается влияние на конфигурацию отделившегося блока льда трещиноватости, существовавшей ещё до сейсмического события 1988 г., – одна из трещин в теле ледника фактически послужила стенкой отрыва. Формирование системы трещин – двух более крупных поперечных и ряда концентрических, очерчивающих контур центральной депрессии диаметром около 150 м на поверхности ледника, – предположительно связывается с концентрацией подлёдного стока. На наш взгляд, подобная трещиноватость отражала сложную топографию ледникового ложа – ледник № 15 имеет наиболее выраженный по сравнению с соседними ледниками глубокий кар. По сути, эти трещины были бергшрундами – на соседних висячих ледниках с более простой геометрией подстилающей поверхности они практически не выражены. Не исключая вероятность подлёдного стока, отметим, по опыту наших полевых исследований, что для ледников рассматриваемого района он не характерен. За исключением тоннелей в погребённом (мёртвом) льду сток талых вод идёт вдоль или по поверхности ледников. В целом же наличие системы трещин безусловно предопределило отрыв блока льда в 1988 г. именно в ослабленной части ледника. Бóльшая относительно соседней динамическая активность ледника № 15, выражавшаяся в его сниженном положении, и неравномерная скорость движения льда, ставшая следствием более сложного подстилающего рельефа, могут объяснять, почему именно этот ледник отреагировал на землетрясение 1988 г.

Пострадавший ледник сокращался быстрее соседних, даже если за начало периода наблюдений принимать не 1988, а 1989 г. Уже после схода ледово-каменной лавины его площадь уменьшилась на 49%, и это несмотря на то, что сокращавшаяся после 1989 г. часть ледника № 15

Таблица 2. Гипсометрические параметры ледников южного склона вершины Цаст-Ула, хр. Цамбагарав*

Номер ледника, по [3]	Длина, км	Нижняя точка, м	Верхняя точка, м	Средняя высота, м	Мода, м	Средний уклон, градусы	Средняя экспозиция, градусы
14	1,693	3412	4068	3768	3846	22	191
15	0,9745	3445	4090	3750	3649	26	192
16	0,8555	3514	4158	3850	4073	28	190
17	1,019	3464	4191	3870	4105	26	190
18	1,466	3525	4192	3840	3766	23	200

*Для измерений использована цифровая модель рельефа SRTM и контуры ледников на 22 июня 1988 г.

в основном находилась в высотном диапазоне, соответствующем области аккумуляции соседних ледников, и располагалась в глубоко врезанном каре с большей площадью затенённости. Этот парадокс позволяет предположить, что деструктивное воздействие сейсмической активизации на ледник не ограничилось лишь отрывом и сходом фрагмента языка. Значительные потери снежно-ледовой массы могли произойти также и в области аккумуляции – в пригребневой части кара, что привело в дальнейшем к быстрому обнажению здесь ложа ледника.

На такой сценарий указывают и расчёты толщины отколовшегося блока льда, сход которого 9 августа 1988 г. послужил триггером ледово-каменной лавины. В.А. Авдеев с соавторами оценивали объём отколовшегося блока в 6 млн км³ [6]. Площадь этого блока, по нашим оценкам, полученным при анализе космоснимков от 22.06.1988 и 03.08.1989 г., составила около 0,1 км². Таким образом, при предполагаемом объёме блока 6 млн м³ его средняя толщина составляла бы около 60 м. Это значительно больше, чем 14–31 м – толщина льда в языковой части, рассчитанная нами с использованием модели GlabTop (см. рис. 2). Средняя толщина льда для всего ледника по состоянию на май 1988 г., рассчитанная с использованием эмпирической зависимости для каровых и карово-висячих ледников Алтая [12], составила около 48 м. Однако толщина льда на языке может отличаться от средней для ледника величины. Ледник № 15, как уже подчёркивалось, имеет хорошо выраженный кар. За счёт центростремительного движения льда и его концентрации на поломе днище кара толщина льда до сейсмособытия с большой долей вероятности в пределах кара была выше, чем на языке, имевшем более крутую поверхность – до 25°. Следовательно, и в этом случае можно говорить о том, что оцен-

ка объёма отколовшегося от ледникового языка блока льда в 6 млн км³, приведённая в работе [6], по всей видимости, завышена.

Вместе с тем, оценивая сразу после землетрясения общий объём лавины в $12 \cdot 10^6$ м³, исследователи отмечали равное соотношение льда и каменного материала [6], т.е. объём льда в дезинтегрированном виде составил не менее тех же 6 млн м³. Очевидно, что при движении лавины происходили как быстрая дезинтеграция оторванного ледяного блока и увеличение объёма льда, так и потеря части его объёма за счёт таяния в результате выделения тепла под действием силы трения. Учитывая установленный нами дефицит объёма льда в блоке, сорвавшемся с языковой части ледника, логично предположить, что восполняющий его дополнительный объём льда мог поступить на поверхность ледника, а затем и в долину в результате обрушения снежно-ледяного карниза из области аккумуляции.

Вероятно, 9 августа 1988 г. произошёл обвал снежно-ледяного карниза с высот около 3850–3900 м. Сорвавшаяся масса снега и льда ударила по уже расколотой части ледника на высоте около 3500–3600 м. Это событие, возможно, вызванное одним из афтершоков, наряду с интенсивным поступлением талой воды на ложе ледника, и послужило триггером для схода отколотой части языка. Полученный импульс объясняет быстрый набор скорости и перепрыгивание дробящейся ледово-каменной массой водораздельного гребня высотой 70 м в начале пути, а также высокую скорость и аномальную дальность движения возникшей ледово-каменной лавины, позволившие предполагать механизм её перемещения на воздушной подушке [6]. Едва ли такое быстрое и далёкое – на 5 км – продвижение ледово-каменной брекчии могло быть инициировано одним лишь сползанием фрагмента ледникового языка, хотя бы

и с учётом наибольших крутизны склона (до 20–25°) и перепада высот (320 м) на первом километре пути. Поступление дополнительного объёма льда из области аккумуляции объясняет и отмеченное ранее несоответствие объёма льда, участвовавшего в лавине, объёму ледяного блока, оторвавшегося от языка. Высокая скорость деградации льда в области аккумуляции ледника № 15 после схода лавины – ещё один веский аргумент в пользу предложенного механизма инициации лавины. На обвал снежно-ледяного карниза, на наш взгляд, указывает и информация очевидца, находившегося на значительном расстоянии от события: «...Момент начала движения лавины был зафиксирован случайным наблюдателем. В 18 ч. местного времени он увидел взметнувшееся белое облако в районе ледника, а затем донесся гул» [6].

Блок льда в восточной части днища кара ледника № 15, зафиксированный на снимках после Цамбагаравского землетрясения и сохранявшийся вплоть до нашего посещения ледника в 2019 г., может быть оставшейся на месте частью самого ледникового языка, примёрзшего к ложу. Однако с учётом рассмотренного механизма инициации лавины более вероятно, что он представляет собой сохранившуюся тыловую часть отколовшегося фрагмента языка, которая во время движения остановилась при контакте со скальными выступами в юго-восточной части долины. Дополнительное влияние на ускорение движения ледово-каменной брекчи в начале пути оказал склон водораздельного гребня. Он фактически сыграл роль 70-метрового трамплина: последовавший заплеск на противоположный склон долины р. Зуслан стал максимальным по высоте, составив 120 м. Именно в момент приземления лавины после прыжка могли произойти захват воздуха и образование воздушной подушки. Такие случаи были неоднократно описаны очевидцами в различных сейсмоактивных горных районах мира [20], а также реконструированы при изучении плейстоценовых и голоценовых сейсмогенных обвалов на Алтае [21, 22]. На возможное существование воздушной «смазки» при движении лавины может указывать и то обстоятельство, что после деградации льда и проецирования обломочного материала прежний рельеф днища долины, тем не менее, во многих местах оказался вполне узнаваем.

Скорость таяния льда и образования новых форм рельефа в области аккумуляции лавины за прошедшие с её схода 30 лет. Как отмечали В.А. Авдеев с коллегами [6], выполнившие наблюдения вскоре после схода лавины, распределение перемещённого материала в долине р. Зуслан было неравномерным как по вещественному, так и по гранулометрическому составу. В верхней части погребённой долины преобладала ледово-снежная составляющая, в нижней – обломочная. Созданные лавиной формы рельефа были разнообразны и распределены хаотично. Уже при первом осмотре в 1988 г. вдоль тальвега ручья располагались выполненные мелкозёмом котловины спущенных озёр. Положительные формы рельефа были представлены линейными грядами, схожими с боковыми и донными моренами, и отдельными возвышенностями до 5–8 м над средним уровнем. Мощность ледово-каменных отложений в верхней части долины составляла тогда около 20–25 м, в средней части увеличивалась до 30 м и ниже по долине постепенно уменьшалась.

Наблюдения 2004 и 2019 гг. показали, что таяние основного объёма льда и проецирование каменной составляющей лавины произошли до 2004 г., однако и через 16 лет после катастрофы погребённый лёд частично сохранялся в верхней части долины, полностью деградировав к 2019 г. Длительность таяния льда за пределами нивально-гляциального пояса была обусловлена большим содержанием (около половины объёма) обломков горных пород в отложениях лавины – лёд оказался плотно забронирован. Для сравнения приведём пример из наших полевых наблюдений в другой горной системе Центральной Азии: таяние ледово-снежной лавины, сошедшей в индийских Гималаях в верхней части бассейна р. Тиста в результате Сиккимского землетрясения ($M = 6,9$) 18 сентября 2011 г., произошло за первые годы, т.е. на порядок быстрее. Лавина была меньше по объёму и практически не содержала скальных обломков. В феврале 2012 г. в ходе нашего осмотра её таяние ещё не началось, однако уже на космоснимках 2013 г. (база данных GoogleEarth) о недавнем прохождении лавины свидетельствовали лишь подрезанные нижние участки склонов и тонкий чехол обломков в месте её остановки.

В хр. Цамбагарав после таяния льда в отложениях лавины её следы в рельефе начина-

ют относительно быстро затушевываться. Уже через 30 лет даже в условиях аридного климата Монголии происходит освоение обломочного чехла травяной растительностью, заметно его оползание на склонах, уменьшаются высота и чёткость положительных форм рельефа (валов, холмов), формируется пойменная терраса. Относительно высокая скорость нивелирования следов лавины и трудности их последующей идентификации в рельефе позволяют предполагать большее количество сходов лавин, в том числе сейсмической природы, в недавнем геологическом прошлом, чем это можно установить сейчас в хребтах Алтая.

В процессе наших исследований 2004 и 2019 гг., т.е. уже после таяния основной части льда в отложениях лавины, мы, как и В.А. Авдеев с коллегами в 1988 г., отмечали сходство новообразованных положительных линейных форм рельефа и участков бугристо-западинного микрорельефа с моренами. У подножия хр. Цамбагарав обломочный материал лавины, вынесенный по долине р. Зуслан, повторяет рельеф подстилающих плейстоценовых морен. Это создаёт иллюзию морфологически свежих морен, относительно недавно выдвинутых из горной части долины. Без знания о сходе лавин такая конвергенция может осложнить корреляцию моренных комплексов в разных долинах хребта, а также реконструкцию количества, масштаба и возраста ледниковых событий в лавиноопасных районах в целом. Информация о сходе столь протяжённых лавин сейсмической природы должна приниматься во внимание в ходе палеогляциологических реконструкций.

Выводы

Результаты дистанционных исследований и маршрутных наблюдений 2004 и 2019 гг. в долине р. Зуслан хр. Цамбагарав позволили сделать ряд выводов.

1. Ледник, подвергшийся сейсмогенной деформации в ходе Цамбагаравского землетрясения 1988 г. и одновременно потерявший значительный объём льда и 10% своей площади, деградировал значительно быстрее остальных схожих по размерам ледников на склоне той же экспозиции. С 1988 по 2015 г. его площадь

уменьшилась на 56%, а в 2019 г. он уже разделился на две составляющие.

2. Ключевую роль в быстром наборе скорости отколовшимся блоком в языковой части ледника могло сыграть поступление дополнительной снежно-ледовой массы в результате обвала одного из карнизов из области аккумуляции. Этот сценарий подтверждают аномальная протяжённость пройденного лавиной пути, быстрая деградация льда в области аккумуляции и установленный дефицит льда в сошедшей части языка по сравнению с первоначальной оценкой [6].

3. В климатических условиях Монгольского Алтая таяние забронированного льда в теле ледово-каменной лавины за пределами нивально-гляциального пояса произошло в основном в первые 10–15 лет после события (к 2004 г.), но полностью лёд вытаял через 30 лет (возможно, несколько раньше). Подобная длительность таяния объясняется большим содержанием каменного материала — около половины объёма.

4. Отложения и формы рельефа, возникшие в результате таяния льда в ледово-каменной лавине, напоминают ледниковые отложения и формы рельефа, а сформировавшийся обломочный чехол в нижней части долины полностью повторяет рельеф подстилающих морен, что при незнании лавинного происхождения данных отложений может привести к неверной интерпретации возраста ледниковых событий в хр. Цамбагарав.

5. Цамбагаравское землетрясение продемонстрировало реальную возможность катастрофического поступления большого объёма ледово-каменного материала из верхнего нивально-гляциального пояса к подножию высокогорных хребтов Алтая, что необходимо учитывать в хозяйственной деятельности. Быстрое затушевывание следов лавин последующими геоморфологическими процессами позволяет предполагать, что сходы крупных лавин, в том числе сейсмической природы, происходили в хребтах Алтая чаще, чем можно установить сейчас в рельефе.

Благодарности. Исследования проведены в рамках госзадания ИГМ СО РАН при частичной поддержке РФФИ (грант № 19-05-00535).

Acknowledgments. The study was supported by State Assignment of IGM SB RAS and partly funded by Russian Foundation for Basic Research (19-05-00535).

Литература

References

1. Kadota T., Gombo D. Recent glacier variations in Mongolia // *Annals of Glaciology*. 2007. V. 46. P. 185–188.
2. Отгонбаяр Д. Современное оледенение Монгольского Алтая (на примере хребтов Мунххайрхан, Сутай, горного узла Цамбагарав). Барнаул: Бизнес-Коннект, 2013. 156 с.
3. Ганюшкин Д.А., Отгонбаяр Д., Чистяков К.В., Кунаева Е.П., Волков И.В. Современное оледенение хребта Цамбагарав (северо-западная Монголия) и его изменение с максимума малого ледникового периода // *Лёд и Снег*. 2016. Т. 56. № 4. С. 437–452.
4. Schneider D., Huggel C., Haeblerli W., Kaitna R. Unraveling driving factors for large rock–ice avalanche mobility // *Earth Surface Processes and Landforms*. 2011. V. 36. № 14. P. 1948–1966.
5. Kääh A., Jacquemart M., Gilbert A., Leinss S., Girod L., Huggel C., Falaschi D., Ugalde F., Petrakov D., Chernomorets S., Dokukin M., Paul F., Gascoin S., Berthier E., Kargel J. Sudden large-volume detachments of low-angle mountain glaciers—more frequent than thought // *The Cryosphere*. 2021. V. 15. № 4. P. 1751–1785.
6. Авдеев В.А., Нартов С.В., Балжинням И., Монхоо Д., Эрдэнбилэг Б. Цамбагаравское землетрясение 23 июля 1988 г. (Западная Монголия) // *Геология и геофизика*. 1989. № 11. С. 118–124.
7. Шейдеггер А.Е. Физические аспекты природных катастроф. М.: Недра, 1981. 224 с.
8. Хилько С.Д., Курушин Р.А., Кочетков В.М., Мишарина Л.А., Мельникова В.И., Гилева Н.А., Ласточкин С.В., Балжинням И., Монхоо Д. Землетрясения и основы сейсмического районирования Монголии // *Тр. совместной советско-монгольской науч.-исслед. геол. экспедиции. Вып. 41*. М.: Наука, 1985. 224 с.
9. Tapponnier P., Molnar P. Active faulting and Cenozoic tectonics of the Tien Shan, Mongolia, and Baykal regions // *Journ. of Geophys. Research: Solid Earth*. 1979. V. 84. № B7. P. 3425–3459.
10. Демьянович М.Г., Ключевский А.В., Демьянович В.М. Основные разломы Монголии и их роль при сейсмическом районировании территории // *Литосфера*. 2008. № 3. С. 3–13.
11. Herren P.A., Eichler A., Machguth H., Papina T., Tobler L., Zapf A., Schwikowski M. The onset of Neoglaciation 6000 years ago in western Mongolia revealed by an ice core from the Tsambagarav mountain range // *Quaternary Science Reviews*. 2013. V. 69. P. 59–68.
12. Никитин С.А. Закономерности распределения ледниковых льдов в Русском Алтае, оценка их запасов и динамики // *МГИ*. 2009. № 107. С. 87–96.
13. Paul F., Linsbauer A. Modeling of glacier bed topography from glacier outlines, central branch lines and a DEM. *Intern. Journ. of Geographical Information Science*. 2012, 26 (7): 1173–1190.
1. Kadota T., Gombo D. Recent glacier variations in Mongolia. *Annals of Glaciology*. 2007, 46: 185–188.
2. Otgonbayar D. *Sovremennoe oledenenie Mongolskogo Altaya (na primere hrebtov Munhkhairhan, Sutai, gornogo uzla Tsambagarav)*. Modern glaciation of the Mongolian Altai (by the example of the Munhkhairkhan and Sutai ranges, the Tsambagarav mountain knot). Barnaul: Business Connect, 2013: 156 p. [In Russian].
3. Ganyushkin D.A., Otgonbayar D., Chistyakov K.V., Kunaeva E.P., Volkov I.V. Recent glacierization of the Tsambagarav ridge (North-Western Mongolia) and its changes since the Little Ice Age maximum. *Led I Sneg. Ice and Snow*. 2016, 56 (4): 437–452. [In Russian].
4. Schneider D., Huggel C., Haeblerli W., Kaitna R. Unraveling driving factors for large rock–ice avalanche mobility. *Earth Surface Processes and Landforms*. 2011, 36 (14): 1948–1966.
5. Kääh A., Jacquemart M., Gilbert A., Leinss S., Girod L., Huggel C., Falaschi D., Ugalde F., Petrakov D., Chernomorets S., Dokukin M., Paul F., Gascoin S., Berthier E., Kargel J. Sudden large-volume detachments of low-angle mountain glaciers—more frequent than thought. *Cryosphere*. 2021, 15 (4): 1751–1785.
6. Avdeev V.A., Nartov S.V., Balzhinnyam I., Monhoo D., Erdenbileg B. Tsambagarav earthquake July 23, 1988 (Western Mongolia). *Geologiya i Geofizika. Geology and Geophysics*. 1989, 11: 118–124. [In Russian].
7. Scheidegger A.E. *Physical aspects of natural catastrophes*. Amsterdam: Elsevier, 1975: 289 p.
8. Khilko S.D., Kurushin R.A., Kochetkov V.M., Misharina L.A., Melnikova V.I., Gileva N.A., Lastochkin S.V., Balzhinnyam I., Monhoo D. Earthquakes and the Fundamentals of Seismic Zoning of Mongolia. *Tr. sovместnoj sovetsko-mongol'skoj nauch.-isled. geol. ekspedicii. Вып. 41*. Proc. of the Joint Soviet-Mongolian Research Geological Expedition. Is. 41. Moscow: Science, 1985: 224 p. [In Russian].
9. Tapponnier P., Molnar P. Active faulting and Cenozoic tectonics of the Tien Shan, Mongolia, and Baykal regions. *Journ. of Geophys. Research. Solid Earth*. 1979, 84 (B7): 3425–3459.
10. Demianovich M.G., Kljuchevskiy A.V., Demianovich V.M. The main faults of Mongolia and their role in the seismic zoning of the territory. *Litosfera. Lithosphere*. 2008, 3: 3–13. [In Russian].
11. Herren P.A., Eichler A., Machguth H., Papina T., Tobler L., Zapf A., Schwikowski M. The onset of Neoglaciation 6000 years ago in western Mongolia revealed by an ice core from the Tsambagarav mountain range. *Quaternary Science Reviews*. 2013, 69: 59–68.
12. Nikitin S.A. Regularities in the distribution of glacial ice in the Russian Altai, assessment of reserves and dynamics. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy. Data of Glaciological Studies*. 2009, 107: 87–96. [In Russian].
13. Paul F., Linsbauer A. Modeling of glacier bed topography from glacier outlines, central branch lines and a DEM. *Intern. Journ. of Geographical Information Science*. 2012, 26 (7): 1173–1190.

- DEM // Intern. Journ. of Geographical Information Science. 2012. V. 26. № 7. P. 1173–1190.
14. *Haeblerli W., Hölzle M.* Application of inventory data for estimating characteristics of and regional climate-change effects on mountain glaciers: a pilot study with the European Alps // *Annals of Glaciology*. 1995. V. 21. P. 206–212.
 15. *Корейша М.М.* Оледенение Верхояно-Колымской области. М.: Изд-во РАН, 1991. 144 с.
 16. *Глазырин Г.Е.* Распределение и режим горных ледников. Л.: Гидрометеоздат, 1985. 181 с.
 17. *Ганюшкин Д.А.* Эволюция климата и оледенения массива Монгун-Тайга (Юго-Западная Тува) в вюрме и голоцене. Дис. на соиск. уч. степ. канд. геогр. наук. СПбГУ, 2001. 195 с.
 18. *Успенская О.Н.* Другие водоросли // Общие закономерности возникновения и развития озёр. Методы изучения истории озёр (Серия: История озёр СССР). Л.: Наука, 1986. С. 146–151.
 19. *Reimer P.J., Bard, E., Bayliss A., Beck J.W., Blackwell P.G., Bronk Ramsey C., Buck C.E., Cheng H., Edwards R.L., Friedrich M., Grootes P.M., Guilderson T.P., Hafliadason H., Hajdas I., Hatté C., Heaton T.J., Hogg A.G., Hughen K.A., Kaiser K.F., Kromer B., Manning S.W., Niu M., Reimer R.W., Richards D.A., Scott E.M., Southon J.R., Turney C.S.M., Van der Plicht J.* IntCal13 and MARINE13 radiocarbon age calibration curves 0–50000 years calBP // *Radiocarbon*. 2013. V. 55. № 4. P. 1869–1887.
 20. *Хромовских В.С.* Каменный дракон. М.: Мысль, 1984. 156 с.
 21. *Бутвиловский В.В.* Палеогеография последнего оледенения и голоцена Алтая: событийно-катастрофическая модель. Томск: Изд-во Томского ун-та, 1993. 253 с.
 22. *Рогожин Е.А., Платонова С.Г.* Очаговые зоны сильных землетрясений Горного Алтая в голоцене. М.: ОИФЗ РАН, 2002. 130 с.
 14. *Haeblerli W., Hölzle M.* Application of inventory data for estimating characteristics of and regional climate-change effects on mountain glaciers: a pilot study with the European Alps. *Annals of Glaciology*. 1995, 21: 206–212.
 15. *Koreisha M.M.* *Oledenenie Verhojano-Kolymskoj oblasti*. Glaciation of the Verkhoyansk-Kolyma region. Moscow: Russian Academy of Sciences, 1991: 144 p. [In Russian].
 16. *Glazyrin G.E.* *Raspredelenie i rezhim gornyh lednikov*. Distribution and regime of mountain glaciers. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1985: 181 p. [In Russian].
 17. *Ganyushkin D.A.* Würm and Holocene evolution of climate and glaciation of the Mongun-Taiga massif (Southwestern Tuva). PhD. Saint-Petersburg: SPbU, 2001: 195 p. [In Russian].
 18. *Uspenskaya O.N.* Other algae. *Obshchie zakonomernosti vozniknoveniya i razvitiya ozyor. Metody izucheniya istorii ozyor (Seriya: Istoriya ozyor SSSR)*. General regularities of formation and development of lakes. Methods for studying the history of lakes. (Series: History of the lakes of the USSR). Leningrad: Science, 1986: 146–151. [In Russian].
 19. *Reimer P.J., Bard, E., Bayliss A., Beck J.W., Blackwell P.G., Bronk Ramsey C., Buck C.E., Cheng H., Edwards R.L., Friedrich M., Grootes P.M., Guilderson T.P., Hafliadason H., Hajdas I., Hatté C., Heaton T.J., Hogg A.G., Hughen K.A., Kaiser K.F., Kromer B., Manning S.W., Niu M., Reimer R.W., Richards D.A., Scott E.M., Southon J.R., Turney C.S.M., Van der Plicht J.* IntCal13 and MARINE13 radiocarbon age calibration curves 0–50000 years calBP. *Radiocarbon*. 2013, 55 (4): 1869–1887.
 20. *Khromovskikh V.S.* *Kamennyj drakon*. Stone dragon. Moscow: Idea, 1984: 156 p. [In Russian].
 21. *Butvilovsky V.V.* *Paleogeografija poslednego oledenenija I golocena Altaja: sobytijno-katastroficheskaja model'*. Paleogeography of the Last Glaciation and the Holocene of Altai: a Catastrophic Events Model). Tomsk: Tomsk University Press, 1993: 253 p. [In Russian].
 22. *Rogozhin E.A., Platonova S.G.* *Ochagovye zony sil'nyh zemletrjasenij Gornogo Altaja v golocene*. Strong earthquake source zones of Gorny Altai in the Holocene. Moscow: UIPE RAS, 2002: 130 p. [In Russian].