



## Гляциогеоморфологические условия формирования селей р. Герхожан-Су (Центральный Кавказ)

М.Д. Докукин<sup>1</sup>, М.Ю. Беккиев<sup>1</sup>, Р.Х. Калов<sup>1</sup>, Е.А. Савернюк<sup>2</sup>, С.С. Черноморец<sup>2</sup>,  
Е.М. Богаченко<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Высокогорный геофизический институт, Нальчик, Россия, *inrush@bk.ru*

<sup>2</sup>Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва,  
Россия, *savernyuk@gmail.com*

<sup>3</sup>Кабардино-Балкарский центр по гидрометеорологии и мониторингу окружающей  
среды, Нальчик, Россия, *kbmeteo.cgms@yandex.ru*

**Аннотация.** Бассейн р. Герхожан-Су – один из самых селеактивных и селеопасных на Северном Кавказе. На основе анализа разновременной аэрокосмической информации, данных наземных и вертолётных наблюдений зона зарождения селей представлена как система моренных потенциальных селевых массивов и участков их взаимодействия с потоками талых ледниковых вод и дождевых паводков. В эволюции ледника Каяартыбаши выявлено два этапа, во время которых происходило формирование гляциальных паводков и селей вследствие прорывов внутриледниковых и подледниковых водоёмов – на участке левого ледникового цирка с высотой днища 3500-3600 м в начале 1960-х годов, и на участке верхнего ледникового цирка с высотой днища 3720-3800 м в начале 2000-х годов и в настоящий период. В моренных массивах разного генезиса и морфологии, образованных потоками льда с различными условиями питания льдом и обломками, вследствие таяния льда, заключённого в них, происходило разжижение рыхлообломочных масс с потерей устойчивости на участках откосов значительной протяжённости. При выпадении ливней, как в 1977 г., эти массы формировали селевые потоки гляциально-ливневого генезиса. Деформации участков склонов верхнего моренного каньона в сочетании с ливнями и без в настоящее время приводят к формированию селей небольших объёмов.

**Ключевые слова:** катастрофические сели, ледник, селевые очаги, моренные массивы

**Ссылка для цитирования:** Докукин М.Д., Беккиев М.Ю., Калов Р.Х., Савернюк Е.А., Черноморец С.С., Богаченко Е.М. Гляциогеоморфологические условия формирования селей р. Герхожан-Су (Центральный Кавказ). В сб.: Селевые потоки: катастрофы, риск, прогноз, защита. Труды 6-й Международной конференции (Душанбе–Хорог, Таджикистан). Том 1. – Отв. ред. С.С. Черноморец, К.С. Висхаджиева. – Душанбе: ООО «Промоушн», 2020, с. 388–404.

## Glaciogeomorphological conditions for the Gerkhozhan-Su River debris flow formation (Central Caucasus)

M.D. Dokukin<sup>1</sup>, M.Yu. Bekkiev<sup>1</sup>, R.Kh. Kalov<sup>1</sup>, E.A. Savernyuk<sup>2</sup>, S.S. Chernomorets<sup>2</sup>,  
E.M. Bogachenko<sup>3</sup>

<sup>1</sup>High-Mountain Geophysical Institute, Nalchik, Russia, *inrush@bk.ru*,

<sup>2</sup>Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia, *savernyuk@gmail.com*

<sup>3</sup>Kabardino-Balkarian Center for Hydrometeorology and Environmental Monitoring,  
Nalchik, Russia, *kbmeteo.cgms@yandex.ru*

**Abstract.** The Gerkhozhan-Su debris flow basin is one of the most active and dangerous in the North Caucasus. The data of different time aerospace information and ground and helicopter observations are analyzed. The debris flow origination zone is represented as a

system of moraine massifs and areas of their interaction with the flows of glacial meltwater and rainfall floods. Two stages of the Kayarta glacier evolution are revealed, when there were outbursts of intraglacial and subglacial reservoirs: 1) in the early 1960s at heights of 3500-3600 m, 2) at the beginning of the XXI century at heights of 3720-3800 m. These were periods of the formation of catastrophic glacial debris flows. Ice streams with different conditions for ice and debris feeding formed moraine massifs with different ice content. As a result of water saturation from the melting of ice contained in moraine massifs, these massifs were being liquefied and losing their stability at the areas of various length slopes. Debris flows of glacial-rain genesis, as a result of heavy rains, as it was in 1977, were formed in water-saturated moraine massifs. In recent years, small-volume debris flows have occurred due to deformations of slope sections of the upper moraine canyon under the impact of rain and without rain.

**Key words:** *catastrophic debris flows, glacier, debris flow origination sites, moraine massifs*

**Cite this article:** Dokukin M.D., Bekkiev M.Yu., Kalov R.Kh., Savernyuk E.A., Chernomorets S.S., Bogachenko E.M. Glaciogeomorphological conditions for the Gerkhozhan-Su River debris flow formation (Central Caucasus). In: Chernomorets S.S., Viskhadzhieva K.S. (eds.) Debris Flows: Disasters, Risk, Forecast, Protection. Proceedings of the 6th International Conference (Dushanbe–Khorog, Tajikistan). Volume 1. Dushanbe: “Promotion” LLC, 2020, p. 388–404.

## Введение

Река Герхожан-Су (правый приток р. Баксан, бассейн р. Терек) является одной из самых селеопасных и селеактивных на Северном Кавказе [Perov *et al.*, 2017]. Наиболее селеактивной является левая составляющая р. Герхожан-Су – р. Кая-Арты-Су, в верховьях которой находится зона зарождения катастрофических селей. Селевые потоки р. Герхожан-Су много раз наносили ущерб г. Тырнаузу. Разрушительными для г. Тырнауза были селевые потоки 1937, 1960, 1961, 1962, 1977, 1999, 2000, 2011, 2017 гг. Характеристика селей р. Герхожан-Су и условия их формирования во второй половине XX века изложены в работах [Герасимов, 1967; Герасимов, 1980; Докукин, 1987; Запорожченко, 2002; Золотарёв и др. 1982; Сейнова, Золотарёв, 2001, Тушинский и др., 1966; Флейшман и др., 1979]. Селевая катастрофа 2000 г. была самой крупной в истории. Материалы об этой катастрофе и её причинах опубликованы в работах [Запорожченко, 2002; Крыленко и др., 2004; Панов и др., 2001; Сейнова, Золотарёв, 2001; Черноморец, 2005]. Селевым потокам 2011 и 2017 гг. и сравнению их параметров с предыдущими селями посвящены работы [Докукин и др., 2012; Докукин и др. 2018]. Для оценки гляциоморфологических условий формирования селей составлялись карты и схемы [Герасимов, 1980; Докукин, 1987; Петраков и др., 2004; Тушинский и др., 1966]. Цель настоящей статьи – на основе анализа результатов наблюдений и дешифрирования аэрофотоснимков и космоснимков охарактеризовать гляциоморфологические условия формирования селей р. Герхожан-Су, их изменения во времени и современное состояние.

## Материалы и методы

Исследования проведены на основе дешифрирования аэрофотоснимков и космических снимков, анализа фотографий и видеороликов вертолётных облётов и маршрутных обследований. Были использованы аэрофотоснимки 1957, 1973, 1975, 1978, 1983 и 1988 гг., космоснимки спутника Sentinel 2A (разрешением 10 м) за период 2015–2019 гг. с сайта <https://apps.sentinel-hub.com/eo-browser/>, космоснимки спутников IRS P5 от 29.08.2009 г. и SPOT 5 от 21.09.2011 г. (предоставлены ГК «СКАНЭКС»), Канопус В1 от 12.09.2017 г. (предоставлен НИЦ «Планета»), космоснимки с Интернет-ресурса Google Earth от 17.10.2019 г., 12.08.2019, 25.08.2018 г. Очень важными для

работы были видеоматериалы вертолётных съёмок 1999 и 2000 гг., фотографии М.Ю. Никитина 22.09.2000 гг., материалы международной экспедиции 2009 г., вертолётных облётов 1991, 2011, 2017 гг. и других лет, маршрутных обследований 80-х годов и периода 2000-2019 гг.

Аэрофотоснимки сканировались и затем привязывались в программе ArcGIS по опорным точкам к космоснимкам, которые были взаимоувязаны между собой в системе координат WGS84 в проекции UTM. Некоторые фотографии вертолётных облётов также ортотрансформировались (привязывались к космоснимкам). Для сравнения границ ледника и моренных массивов строились векторные слои, которые корректировались просмотром GIF-анимаций привязанных фотоматериалов.

### Результаты исследований

Зона зарождения селей р. Герхожан-Су представляет собой систему селевых очагов – источников твёрдой и жидкой составляющей селей. Одним из важных компонентов этой системы является ледник Каярты (другие названия Каярта-Баши, Каяартыбаши, № 481 [Каталог ледников, 1970]). Его динамика повлияла на активность селевых процессов.

#### *Динамика ледника Каярты и селеобразующие водные импульсы*

По данным аэрофотоснимка 1957 г. и космоснимка Sentinel 2A от 28.08.2019 г. определена площадь ледников и её изменения за 62 года. На рис. 1 показаны контуры ледников в 1957 и 2019 гг. и границы языков ледников в разные годы. Площадь ледника в 1957 г. составляла 3,07 км<sup>2</sup>. В то время был ещё ледник между западным и восточным языками, который имел площадь 0,07 км<sup>2</sup>. К 2019 г. общая площадь оледенения сократилась на 1,1 км<sup>2</sup> (на 35%) и составила 1,99 км<sup>2</sup>.

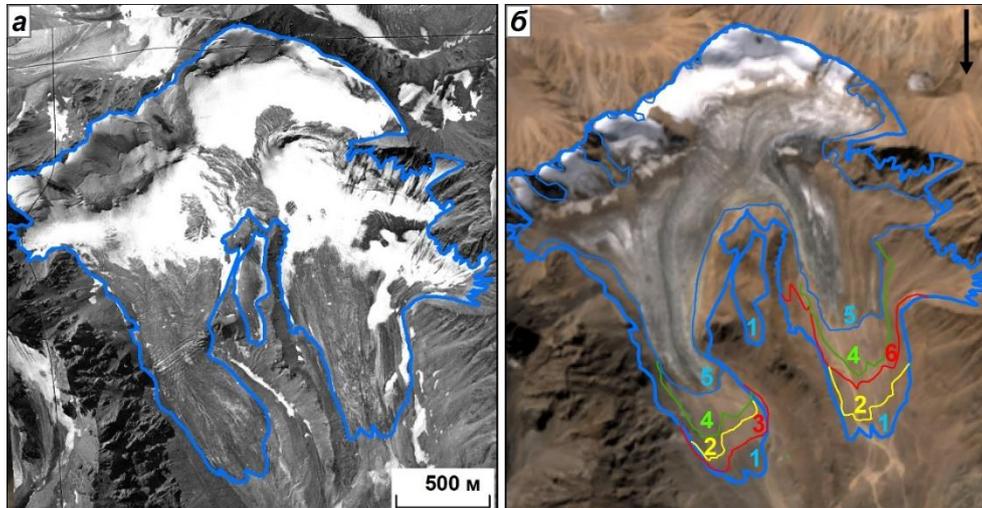


Рис. 1. Ледник Каярты (Каяартыбаши) в 1957-2019 гг.: а – аэрофотоснимок 16.08.1957 г.; б – границы ледника на космоснимке Sentinel 2A 28.08.2019 г.: 1 – 16.08.1957 г., 2 – 08.09.1973 г., 3 – в период 1988-2000 гг., 4 – 31.07.2007 г., 5 – 16.08.2019 г., 6 – 22.09.2000 г.

Fig. 1. Kayarta glacier (Kayaartybashi) in 1957-2019: a - aerial photograph of 08.16.1957; б - glacier boundaries in the Sentinel 2A satellite image on 08/28/2019: 1 - 08/16/1957, 2 - 09/08/1973, 3 - in the period 1988-2000, 4 - 07/31/2007, 5 - 16.08.2019, 6 - 22.09.2000

Для оценки динамики разных участков ледник был разделён на потоки льда, имеющие различные области питания (рис. 2). Выделено 4 потока, из которых поток III, начинающийся в верхнем цирке, раздваивается на потоки III<sub>1</sub> и III<sub>2</sub> в составе восточного и западного языков.

В период 1957-1973 гг. западный и восточный языки отступали синхронно со средней скоростью 12-18 м/год (восточный язык) и 6-11 м/год (западный язык). Ситуация изменилась в 70-х–90-х годах. Восточный язык ледника стал наступать. Величина наступания с 1973 г. до середины 90-х годов составила 85-115 м.

Самое низкое положение восточного языка ледника отмечено в период 1988-2000 гг. (граница №3 ледника на рис. 1, установленная по различию рельефа в предполье ледника на снимках 1988 и 2000 гг.). К 2000 г. ледник от самого низкого положения уже отступил на 50-80 м. Западный язык ледника за 1973-2000 гг. отступил на 170-145 м (5-6 м/год). Такие различия в динамике западного и восточного языков в работе [Золотарёв и др., 1982] объяснены следующим образом – уменьшение толщины льда привело к тому, что через подлёдный гребень в западном направлении поступало меньше льда, и основная его масса перетекала в восточном направлении. Этот подлёдный гребень (ригель) на рис. 2 отмечен под номером 2.

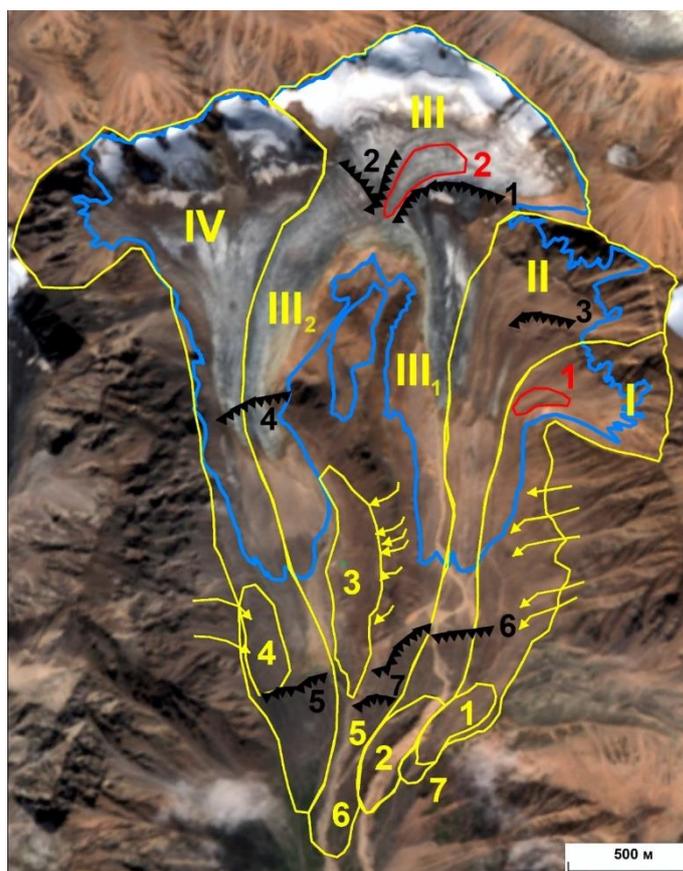


Рис. 2. Схема потоков льда и моренных массивов ледника Каярты (на космоснимке Sentinel 2A 28.08.2019): синий контур – границы ледника Каярты в 1957 г., красные контуры – предполагаемые участки аккумуляции талых ледниковых вод № 1-2, жёлтые контуры – ледниковые потоки № I-IV и моренные массивы № 1-7, чёрные зубчатые линии – ригели № 1-6, жёлтые стрелки – участки поступления обломочно-ледяных масс на поверхность потоков ледника

Fig. 2. Scheme of ice flows and moraine massifs of the Kayarta glacier (on the Sentinel 2A satellite image on 08/28/2019): blue contour - the boundaries of the Kayarta glacier in 1957, red outlines - supposed areas of accumulation of melted glacial waters No. 1-2, yellow outlines - glacial flows No. I-IV and moraine massifs No. 1-7, black jagged lines – riegels No. 1-6, yellow arrows - areas of inflow of ice-clastic masses on the surface of glacier flows

В XXI веке оба языка ледника стали отступать примерно в одном темпе. С 2007 по 2019 гг. восточный язык отступил на 235-180 м, а западный – на 250-230 м (потоки льда IV-III<sub>2</sub> и III<sub>1</sub>-II соответственно). В это время сыграли роль подлёдные гребни (ригели)

№1 на рис. 2, так как толщина льда ещё уменьшилась, и ригели стали препятствием для оттока льда в восточном направлении.

Возможно, что такое соотношение высоты ригелей и толщины льда, а также поднятие высоты границы питания, способствовало тому, что, как отмечено в работах [Докукин и др., 2012; Докукин и др., 2018], в верхнем цирке ледника Каярты периодически в периоды интенсивной абляции накапливались большие объёмы воды, сброс которых становился причиной схода катастрофических селей в 1999, 2000, 2011 и 2017 гг. Участок аккумуляции талых ледниковых вод в верхнем цирке ледника Каярты на рис. 2 отмечен красной цифрой № 2.

Сопоставление условий аккумуляции талых ледниковых вод в верхнем цирке ледника Каярты в XXI веке с фактами схода селей в 1960, 1961 и 1962 гг. позволило сделать предположение о том, что в 60-х годах был аналогичный процесс. Это возможно происходило на участке левого цирка ледника на высотах 3500-3600 м (поток льда №1 на рис. 2). В течение трёх лет подряд происходило формирование устойчивой подлёдной дренажной сети из левого цирка, сопровождавшееся прорывами накопленных в леднике вследствие интенсивной абляции больших объёмов талых ледниковых вод. Предполагаемый участок аккумуляции талых ледниковых вод на рис. 2 отмечен красной цифрой №1. На рис. 3 показаны следы выхода предполагаемых водных импульсов с левого цирка у окончания западного языка ледника Каярты. Штриховой линией отмечено бывшее подлёдное русло.

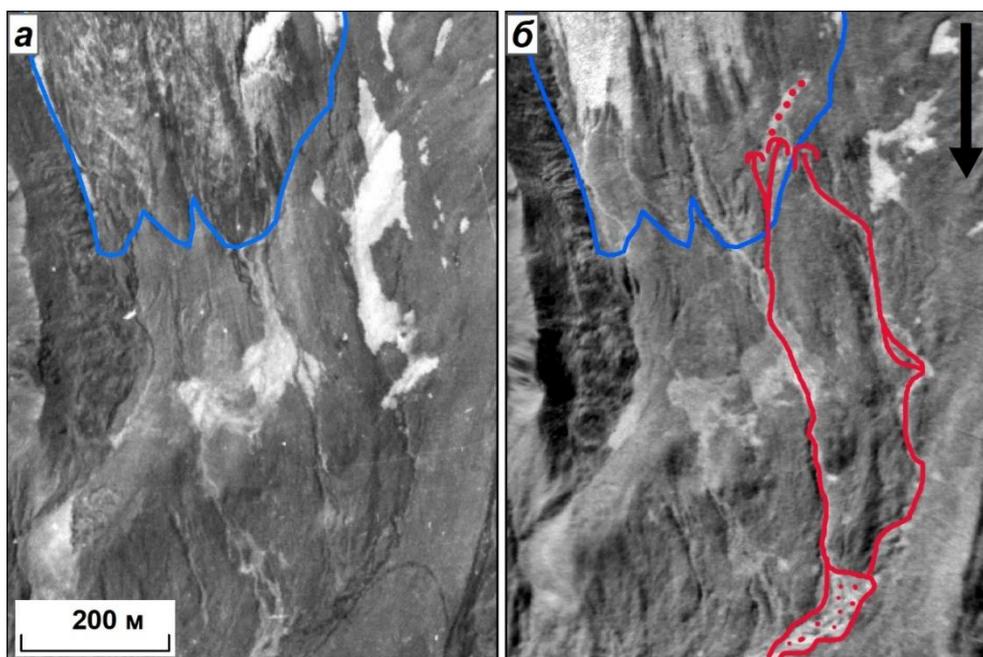


Рис. 3. Конец западного языка ледника Каярты и следы селей 60-х годов XX века на аэрофотоснимках: *a* – 16.08.1957 г., *б* – 08.09.1973 г.

Fig. 3. The end of the western tongue of the Kayarty glacier and traces of debris flows of the 60s of the XX century in aerial photographs: *a* - 08.16.1957, *б* - 09.08.1973

Примерно в эти же годы (в 1958, 1959 и 1960 гг.) произошло три прорыва озера Башкара по сформировавшемуся тогда подлёдному каналу стока из озера в леднике Башкара.

Отличительной особенностью селей, сформировавшихся от водных импульсов с ледника, является минимальное отложение селевых масс на участке пролювиального поля ниже ледниково-моренного комплекса (рис. 4, фрагменты *б*, *д*, *е*) в отличие от селей 1977 г. (фрагмент *в*). В этом плане селевые потоки 2000 г. (фрагмент *з*) характеризуются

большей площадью отложений вследствие обрушения правого склона моренного каньона и прохождения многочисленных селей с меньшими расходами потоков.

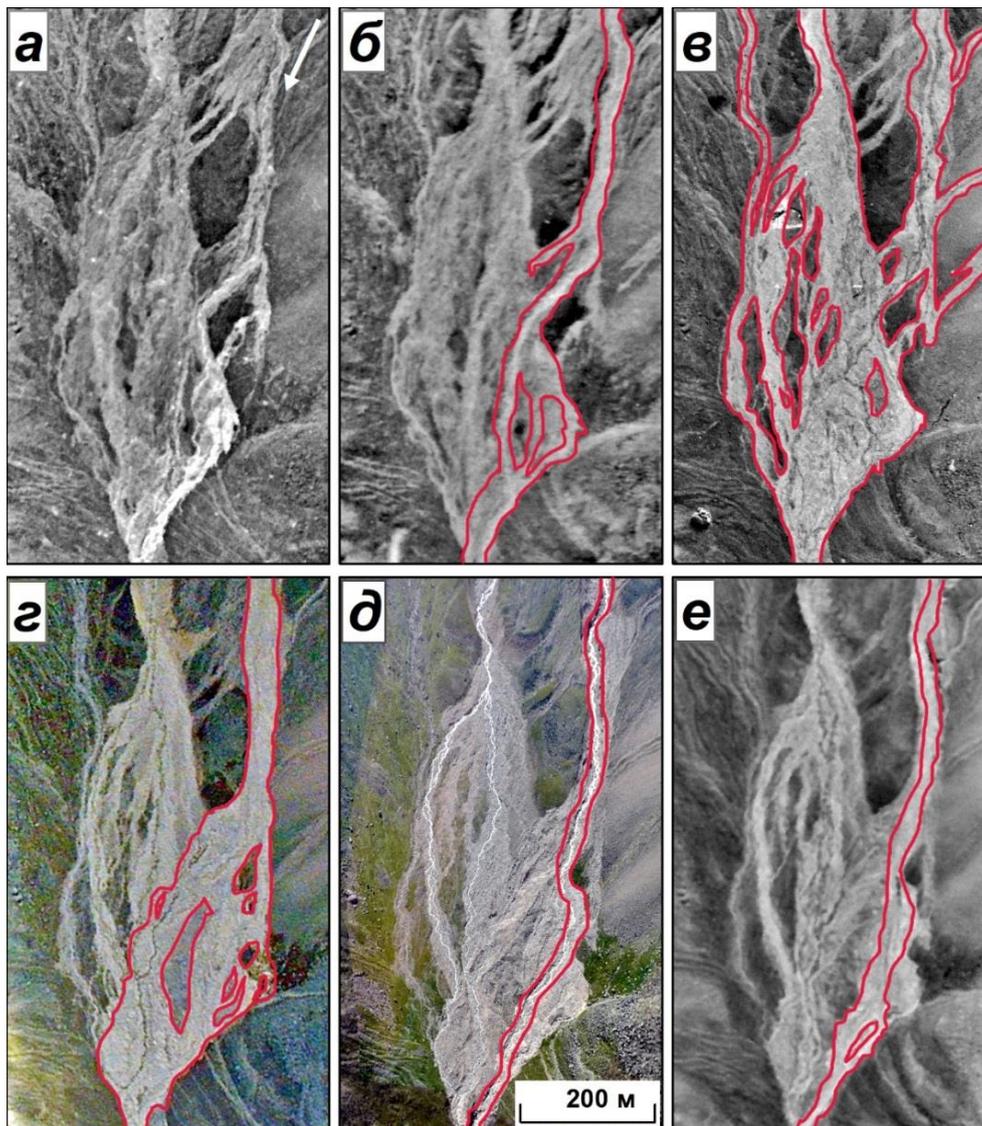


Рис. 4. Пролувиальное поле (участок промежуточной аккумуляции селевых потоков – слияние левого и правого истоков р. Кая-Арты-Су): а – 16.08.1957 г., б – 08.09.1973 г., в – 10.08.1978 г. (аэрофотоснимки), г – 22.09.2000 г. (вертолётный снимок Никитина М.Ю.), д – 15.08.2011 г. (вертолётный снимок Докукина М.Д.), е – 12.09.2017 г. (космоснимок Канопус В1). Зоны отложений селевого материала показаны красными контурами

Fig. 4. Proluvial field (area of intermediate accumulation of debris flows - confluence of the left and right sources of the Kaya-Arty-Su river): а - 08.16.1957, б - 09/08/1973, в - 08/10/1978 (aerial photographs), г - September 22, 2000 (helicopter image of Nikitin M.Yu., д - August 15, 2011 (helicopter image of M.D. Dokukin), е - September 12, 2017 (satellite image of Kanopus V1). Areas of debris flow material deposition are shown with red outlines

#### *Селевые процессы 1977 г. и динамика моренных массивов*

Селевые потоки 1977 г. охарактеризованы в работах [Герасимов, 1980; Золотарёв и др. 1982; Флейшман и др., 1979]. Авторы проанализировали следы селей 1977 г. в результате сравнения аэрофотоснимков 1973, 1975 и 1978 гг. (рис. 5). Участок зарождения селей на схеме (рис. 2) относится к моренным массивам № 3 и 5.

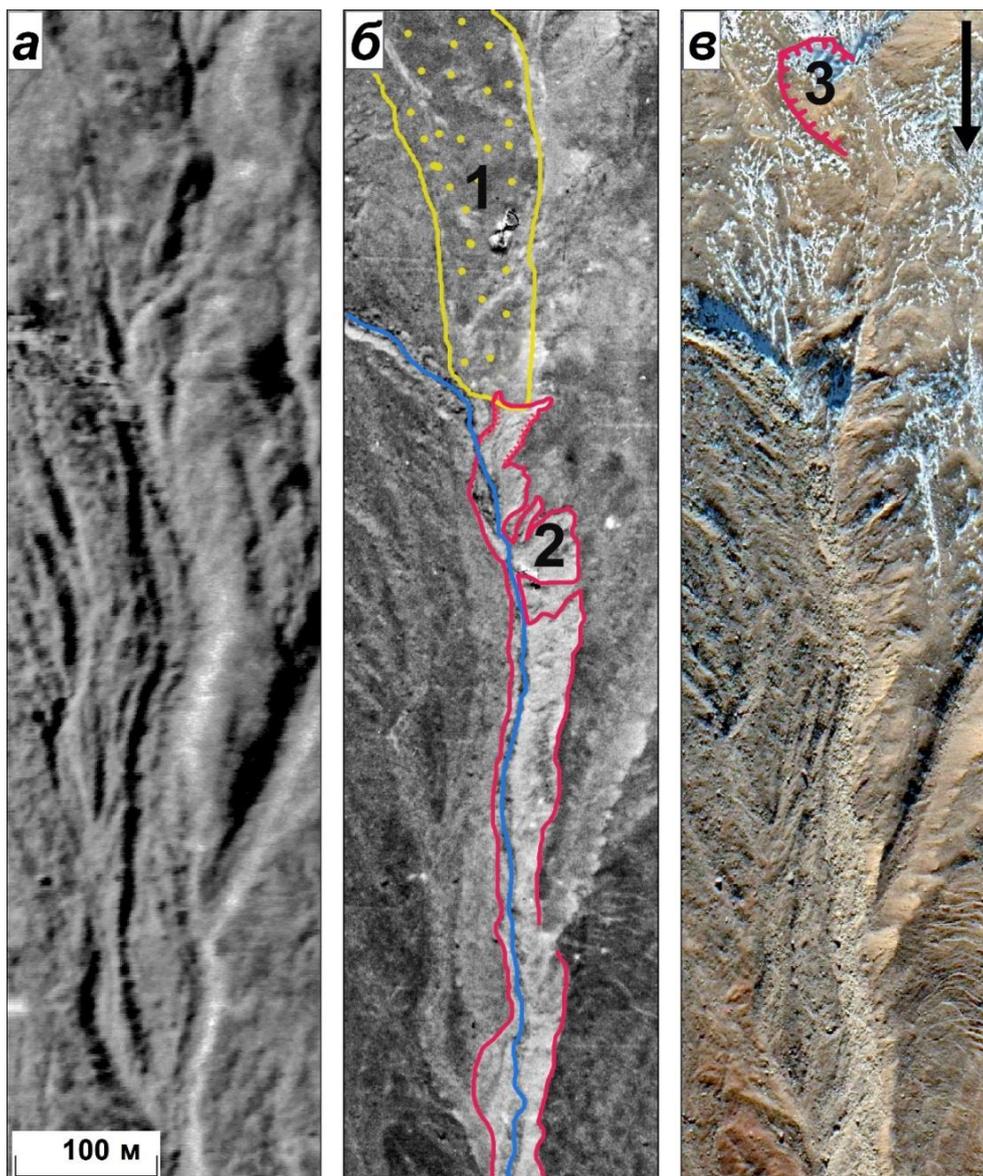


Рис. 5. Очаг селя 1977 г. (правая составляющая р. Кая-Арты-Су): а – аэрофотоснимок 08.09.1973 г., б – аэрофотоснимок 10.08.1978 г.: 1 – ледово-обломочный массив (№ 3 на рис. 2), 2 – участок массовых оплывин на левой береговой морене ледника Каярты (восточный язык, № 5 на рис. 2) и эрозионного углубления русла, в – космоснимок 17.10.2019 г. (Google Earth): 3 – термокарстовый провал

Fig. 5. The center of a debris flow 1977 (the right component of the Kaya-Arty-Su river): a - aerial photograph of 09/08/1973, б - aerial photograph of 08/10/1978: 1 - ice-clastic massif (No. 3 in Fig. 2), 2 - area of massive floods on the left coastal moraine of the Kayarta glacier (eastern tongue, No. 5 in Fig. 2) and erosional deepening of the channel, в - satellite image of October 17, 2019 (Google Earth): 3 - thermokarst dip

Моренный массив № 5 (рис. 2), на котором происходили многочисленные оплывины, обозначенные на рис. 5 под № 2, можно охарактеризовать как комплекс, образованный потоками III<sub>1</sub> и III<sub>2</sub> (рис. 2) в условиях наличия выступов коренного ложа (ригели № 6 и 7), осложнявших движение потоков. Под №1 на рис. 5 показано окончание массива террасовидной береговой морены (№ 3 на рис. 2) со следами напоязания масс потока № III<sub>1</sub>. Весь массив показан на рис. 6. На фрагменте аэрофотоснимка 1957 г. видны следы схода нескольких оплывин на участке шириной 120 м.

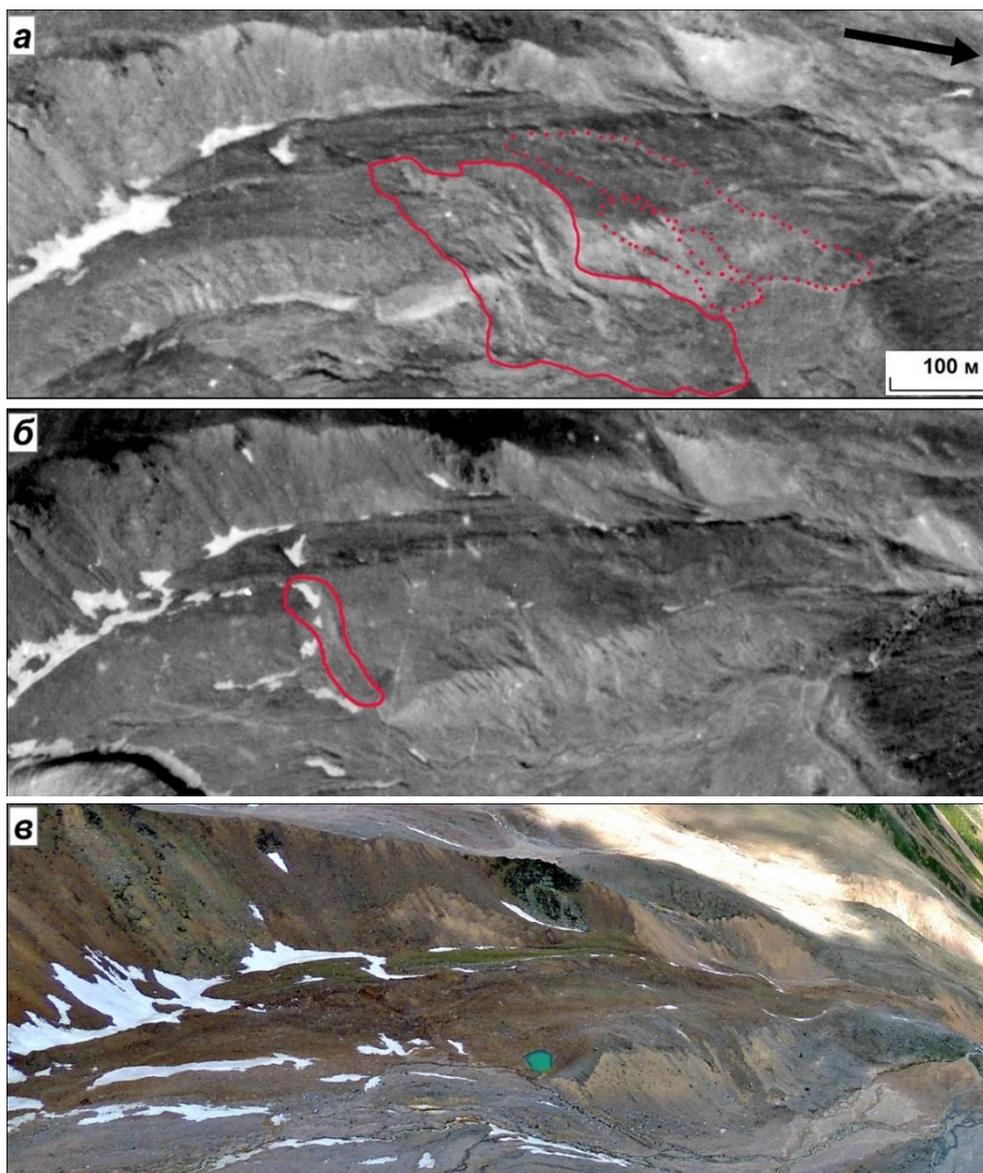


Рис. 6. Ледово-обломочный моренный массив (левая террасовидная береговая морена, № 3 на рис. 2) и следы схода оплывин (красные контуры): *а* – аэрофотоснимок 16.08.1957 г., *б* – аэрофотоснимок 27.07.1988 г., *в* – 22.08.2017 г. (вертолётный снимок Докукина М.Д., без привязки к аэрофотоснимкам)

Fig. 6. Ice-clastic moraine massif (left terraced coastal moraine, no. 3 in Fig. 2) and traces of earthflows (red outlines): *a* - aerial photograph of August 16, 1957, *б* - aerial photograph of July 27, 1988, *в* - August 22 .2017 (helicopter image of Dokukin M.D., without reference to aerial photographs)

Массы оплывин отложились на площади более 22 тыс. м<sup>2</sup>. На аэрофотоснимке 1957 г. ниже обнаруживаются следы более старых оплывин (оконтурены штриховой линией), массы которых могли быть плотиной водному потоку с восточного языка ледника и причиной формирования озера, которое, возможно, прорвалось в 1934 г. На последних снимках XXI века следы оплывин уже слабо различимы – они размывы и занесены флювиогляциальными потоками с восточного языка ледника.

Относительно генезиса ледово-обломочного массива можно сделать предположение, что обломочная масса сгружалась на ледниковый поток Ш<sub>2</sub> в составе правой боковой морены потока Ш<sub>1</sub> через понижения в небольшом водораздельном гребне (показано жёлтыми стрелками на рис. 2). При этом захватывались склоновые отложения. Таким образом, формировалась двуслойная толща, содержащая в основании

лёд потока Ш<sub>2</sub>, а в верхнем слое наложенную ледово-обломочную массу. Справа эта возвышающаяся над дном долины масса ограничена прислонённой грядой береговой морены потока Ш<sub>2</sub>, выделяющейся на фрагменте *в* (рис. 6) светлым тоном.

Сложное взаимодействие потоков льда с ледово-обломочными массами в условиях значительных неровностей коренного рельефа (ригелей 5, 6, 7 на рис. 2) привело к тому, что моренный массив 5 имел морфологические признаки и береговой морены, и ледово-обломочной массы, и содержал в составе большие объёмы льда. Массовое формирование оплывин на участке № 5 в 1977 г. протяжённостью более 400 м было связано с таянием внутреннего льда и действием атмосферных осадков, и происходило подобно процессу на правой береговой морене ледника Чунгурчатчиран на севере Эльбруса, зафиксированному туристом М.В. Голубевым (рис. 7) в 2006 г. Само формирование нового короткого вреза в массиве № 5, отмеченное в работе [Золотарев и др., 1982], предположительно было обусловлено выбросом грязекаменной массы из массива № 3, на поверхности которого развиты термокарстовые воронки (№3 на фрагменте *в* рис. 5).



Рис. 7. Следы схода оплывин на правой береговой морене ледника Чунгурчатчиран (фото Голубева М.В., 2006 г.)

Fig. 7. Traces of the earthflows on the right coastal moraine of Chungurchatchiran glacier (photo M. Golubev, 2006)

В селевом процессе 1977 г. участвовал и ледниково-моренный комплекс в верховьях р. Сакашиль-Су – правой составляющей р. Герхожан-Су. На рис. 8 показаны изменения в массиве слившихся забронированных глетчеров с фронтальными уступами, расположенных ниже озера. В 1977 г. на фронтальном уступе массива забронированного глетчера образовались две свежие эрозионно-оползневые воронки шириной до 55 м у подножья которых отложились селевые массы на площади около 30 тыс. м<sup>2</sup>. Так как на самой бровке уступа следов эрозионных размывов не было сделан вывод, что произошёл сброс грязекаменной массы из массива забронированного глетчера, внутрь которого поступали потоки воды с ледников.

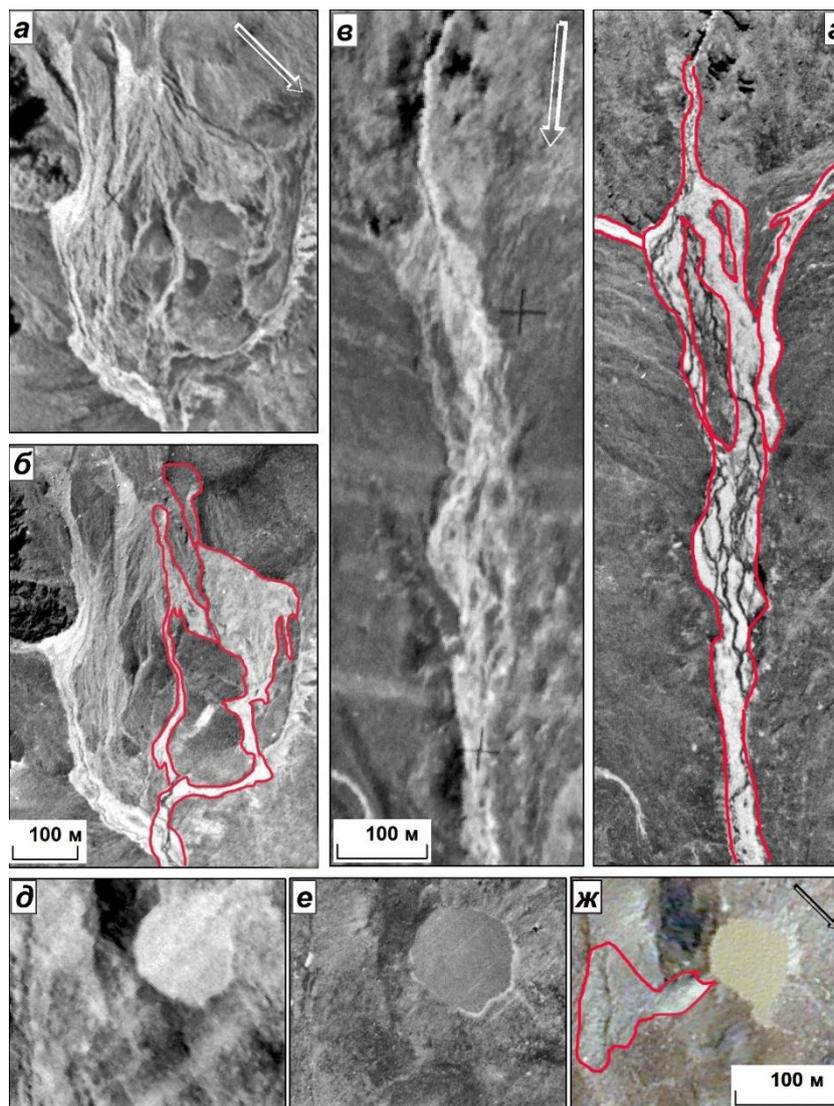


Рис. 8. Очаг селя 1977 г. в верхьях р. Сакашиль-Су на аэрофотоснимках: уступ ледниково-моренного комплекса (забронированного глетчера): *а* – 1975 г., *б* – 10.08.1978 г., дно долины р. Сакашиль-Су ниже коренной ступени рельефа: *в* – 1975 г., *г* – 10.08.1978 г., озеро на массиве забронированного глетчера: *д* – 1975 г., *е* – 10.08.1978 г., *ж* – 22.09.2000 г. (фото Никитина М.Ю.). Красные контуры – эрозионно-оползневые воронки и селевые отложения

Fig. 8. The center of the debris flow in 1977 in the upper reaches of the Sakashil-Su river on aerial photographs: the ledge glacial moraine complex (debris-covered glacier): *a* - 1975 *б* - 10.08.1978, at the bottom of the river valley Sakashil-Su below the ledge of relief: *в* - 1975, *г* - 08/10/1978, lake on the array of the debris-covered glacier: *д* - 1975, *е* - 08/10/1978, *ж* - 09/22/2000 (photo by Nikitin M.Yu.). Red outlines - erosion-landslide niches and debris flow deposits

При этом подтвердить подземный прорыв озера, расположенного выше на расстоянии 370 м от верха эрозионно-оползневой воронки, не представилось возможным, так как в 1978 г. озеро было в таких же размерах, как и в 1975 г. (рис. 8*д*, *е*). Озеро уменьшилось позже. Это зафиксировано на фотографии М.Ю. Никитина 22.09.2000 г. (рис. 8*ж*). При этом прорыва озера не было. Произошло оползание стенки моренной котловины без следов потока ниже озера. В настоящее время сток с озера осуществляется по поверхностному каналу.

Ниже по долине р. Сакашиль-Су следы селевого потока продолжались непрерывно, что позволило сделать вывод о мощном выбросе грязекаменного потока, который не отложил полностью обломочный материал у подножья уступа, а продолжил

движение вниз по долине (рис. 8в, з). Возможно, этот селевой импульс способствовал единственному сходу селя вниз по долине до слияния с р. Кая-Арты-Су в XX и XXI веках.

*Опыльвины на моренном массиве и процессы в моренном каньоне западной составляющей р. Кая-Арты-Су*

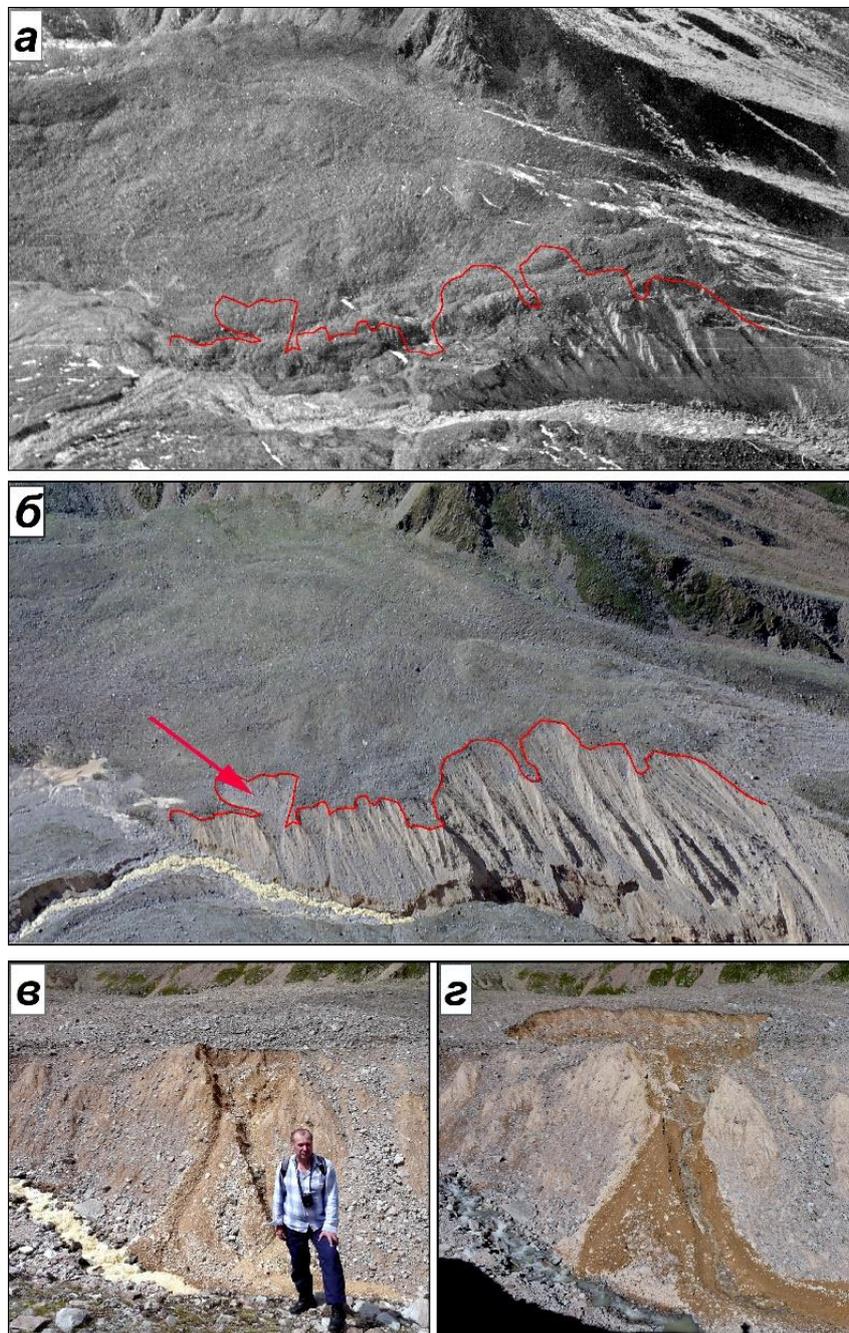


Рис. 9. Ледово-обломочный моренный массив (левая террасовидная береговая морена западного языка ледника Каярты, № 1 на рис. 2) и следы схода опыльвин: а – 1991 г., б – 2017 г. (вертолётные снимки Докукина М.Д., стрелкой показан контур опыльвины 2009 г.), в – 19.08.2009 г., з – 22.08.2009 г. Фото М.Д. Докукина

Fig. 9. Ice-clastic moraine massifs (left terraced coastal moraine of the western tongue of the Kayarty glacier, No. 1 in Fig. 2) and traces of earthflows: а - 1991, б - 2017 (helicopter images of M.D. Dokukin, arrow the contour of the 2009 earthflow is shown), в - 08/19/2009, з - 08/22/2009. Photo by M.D. Dokukin

На рис. 2 на участке, прилегающем к левой составляющей р. Кая-Арты-Су, показаны моренные массивы № 1, 2 и 7. Массивы № 1 и 7 образованы потоком ледника I в условиях налегания на его поверхность нескольких обломочно-ледяных конусов, стекавших с левого склона цирка. Направления таких потоков обломочно-ледяных масс показаны на рис. 2 жёлтыми стрелками. Обломочно-ледяные конуса, переходящие ниже в обломочно-ледяные потоки, формировались в процессе схода снежных лавин с большим количеством обломочного материала. Снежные массы лавин перелетовывали на высотах 3300-3400 м благодаря наличию обломочного чехла, предохраняющего от таяния. В итоге у окончания потока I образовался ледово-обломочный массив площадью около 55 тыс. м<sup>2</sup>. На рис. 9 показан этот массив в разные годы и отмечены контуры образовавшихся на нём оплывин.

Ледово-обломочный массив №1 примыкает слева к моренному массиву № 2 (рис. 2), сформированному потоком II западного языка ледника Каярты, и был отделён от него продольным валом шириной около 15-18 м. Со временем, по мере формирования глубокого вреза (моренного каньона) в массиве №2 (рис. 10), этот вал оказался в верхней части склона каньона и его отдельные участки стали сползать на дно каньона в виде оплывин и микроселей.

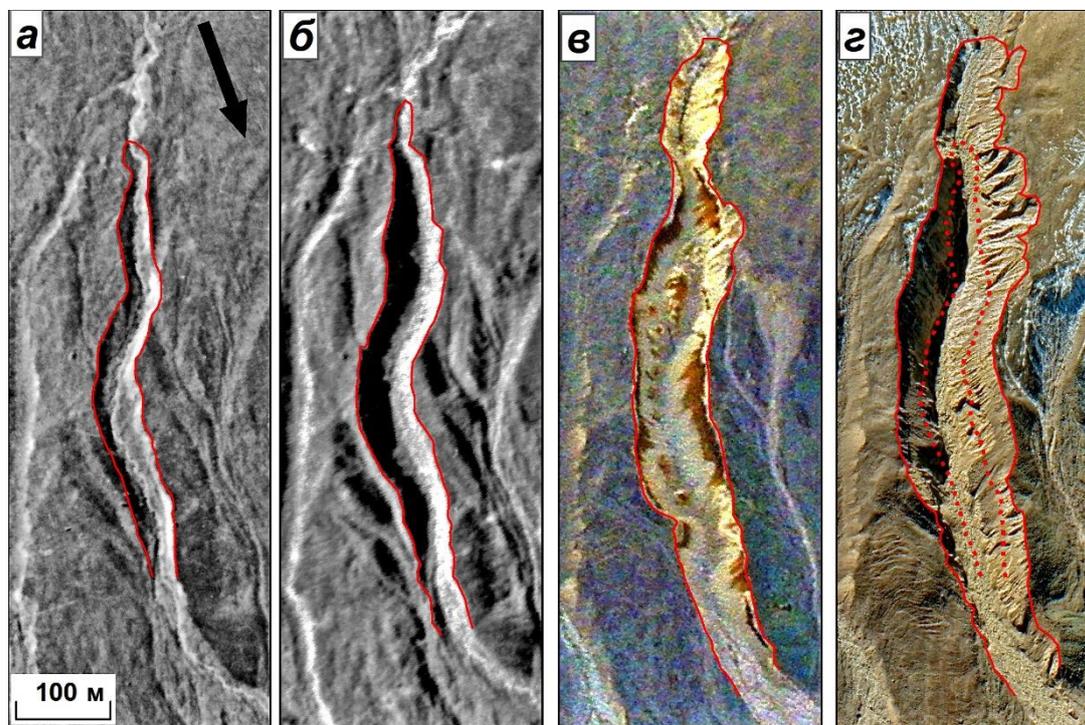


Рис. 10. Моренный каньон в верховьях левой составляющей р. Кая-Арты-Су (моренный пьедестал, № 2 на рис. 2): *а* – аэрофотоснимок 16.08.1957 г., *б* – аэрофотоснимок 08.09.1973 г., *в* – вертолётный снимок Никитина М.Ю. 22.09.2000 г., *г* – космоснимок 17.10.2019 г. (Google Earth), пунктирный контур – границы каньона в 1957 г.

Fig. 10. Moraine canyon in the upper left part of the Kaya-Arty-Su river (moraine pedestal, No. 2 in Fig. 2): *a* - aerial photograph of 08.16.1957, *б* - aerial photograph of 09/08/1973, *в* - helicopter photograph of Nikitin M .YU. September 22, 2000, *г* - satellite image of October 17, 2019 (Google Earth), dotted contour - canyon boundaries in 1957

Процесс формирования оплывин начался после селя 1977 г. и продолжается по настоящее время. По мере сползания участков продольного вала моренного массива 1 (рис. 2) в процессы формирования оплывин стали вовлекаться массы самого массива и оплывины стали заметно шире. 21 августа 2009 г. авторами был зафиксирован сход небольшого селя, вызванный оплывиной объёмом 1,5 тыс. м<sup>3</sup>. Разжиженная масса на участке шириной 45 м вытекла через горловину шириной 3-4 м (рис. 9в, г). Причём за

4 часа до схода оплывины не было признаков разжижения и деформации участка склона, с которого сошла оплывина. Сель прошёл через всё пролювиальное поле, но в нижней части долины он себя не проявил (уровнемер не зафиксировал подъёма уровня).

Такие оплывины могут способствовать сходу селей небольших объёмов, достигающих устья р. Герхожан-Су, если в это время проходят ливневые паводки, как это было 23 июля 2019 г.

Моренный массив № 2 (рис. 2) – главный очаг формирования селей XX и XXI веков. По геоморфологическим признакам авторами отнесён к группе моренных форм – моренным пьедесталам, охарактеризованным в работе [Докукин и др., 2016]. В моренных пьедесталах чаще всего формируются крупные эрозионные формы – селевые врезы. Селевой врез (моренный каньон), параметры которого детально описаны в работе [Черноморец, 2005], начал формироваться в первой половине XX века. Значительные изменения в его параметрах произошли в период селей 1960-х годов и после селей 2000 г. (рис. 10). Примечательно, что максимальное врезание в дно каньона и в его боковая эрозия происходили во время первой волны селя в 2000 г. На кадре видеосъёмки 19 августа 2000 г. можно оценить увеличение глубины каньона в сравнении с 1999 г. – примерно на 15-20 м. (рис. 11).

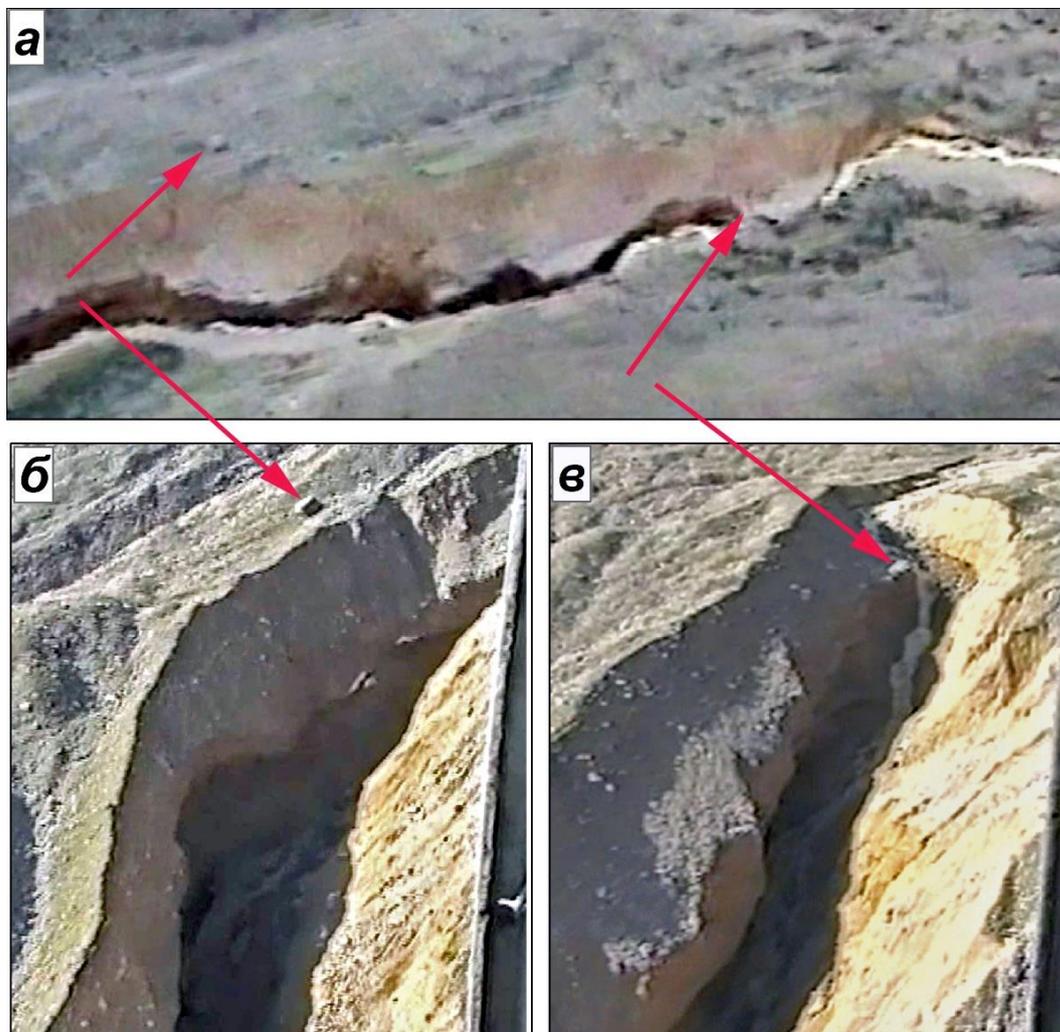


Рис. 11. Верхняя часть моренного каньона левой составляющей р. Кая-Арты-Су (кадры видеосъёмки): а – 1999 г., б, в – 19.07.2000 г. Стрелками показаны одинаковые точки для сравнения

Fig. 11. The upper part of the moraine canyon of the left part of the Kaya-Arty-Su river (video footage): а - 1999, б, в - 07.19.2000. The arrows show the same points for comparison

В дальнейшем произошло обрушение правого склона каньона, сложенного обломочной массой, сцементированной льдом, что привело к развитию длительного селевого процесса, аналогов которому не было в истории селевого бассейна р. Герхожан-Су. Сцементированные льдом моренные блоки, присыпанные сверху осыпями, продолжали лежать у подножия левого склона каньона несколько лет и окончательно были вынесены из него только в результате селей 2017 г. В этот период отклонение русла влево вызвало подрезку потоками левого склона и формирование оплывин (рис. 10). В 2019 г. оплывины с левого склона снова сместили русло вправо, и правый склон постепенно подрезается потоками с перспективой новых обрушений льдистых моренных масс.

#### *Другие моренные массивы и селепроявления*

На рис. 2 под номером 6 отмечен моренный массив между левой и правой составляющей р. Кая-Арты-Су. Он показан на рис. 12а. Размеры массива примерно 100×400 м. В верхней части массив разбит многочисленными трещинами, которые, как и активный фронтальный уступ, свидетельствуют о медленном его движении. Цифрой 1 отмечено место, где у подножия бокового уступа массива 18 августа 1983 г. был зафиксирован прорыв внутриморенной ёмкости объёмом около 10 тыс. м<sup>3</sup>, сопровождавшийся сходом селевого потока [Докукин, 1987] с расходом до 2 м<sup>3</sup>/с. После схода селя некоторое время оставался грот, сводом которого была сцементированная льдом обломочная масса. В работе [Золотарёв и др., 1982] зафиксировано понижение поверхности массива за период 1963-1977 г. на 1-3 м, что свидетельствует о процессе таяния льда, заключённого в массиве, которое сопровождается образованием полостей.

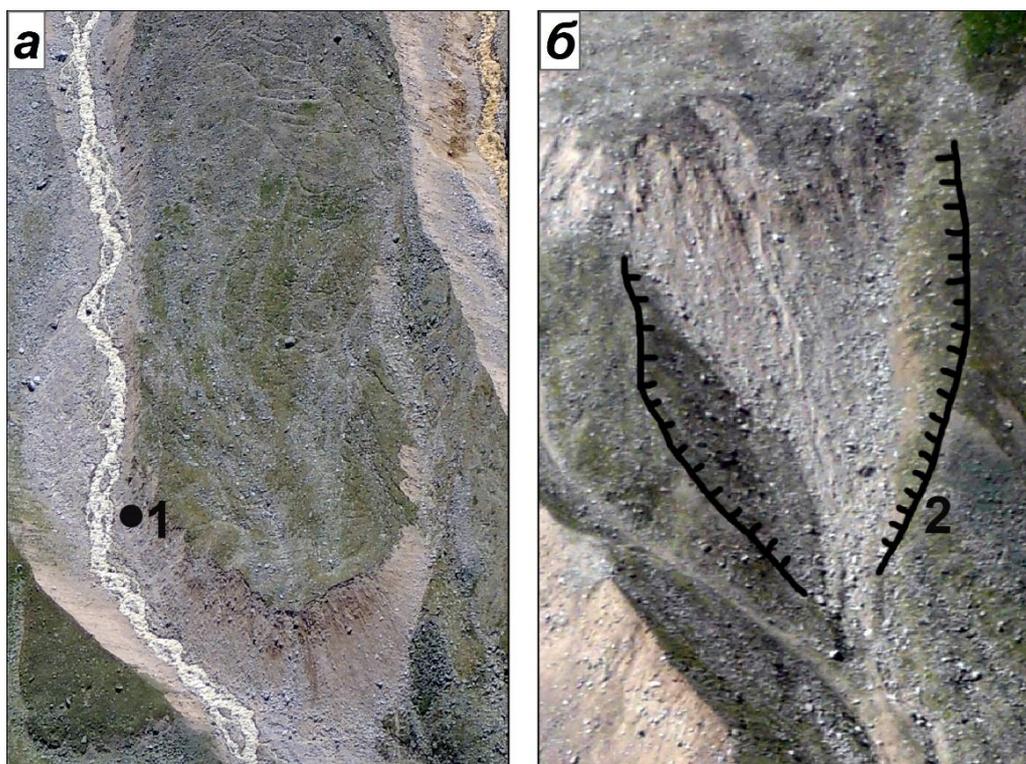


Рис. 12. Ледово-обломочные моренные массивы с фронтальными уступами (№№ 6 и 7 на рис. 2). Фото Докукина М.Д. 22.08.2017 г.: 1 – место прорыва внутриморенной полости 18 августа 1983 г., 2 – береговые морены, ограничивающие бывший моренный пьедестал исторической стадии оледенения

Fig. 12. Ice-clastic moraine massifs with frontal scarps (Nos. 6 and 7 in Fig. 2). Photo of M.D.Dokukin 08/22/2017: 1 - the place of the breakthrough of the intramoraine cavity on August 18, 1983, 2 - coastal moraines, bordering the former moraine pedestal of the historical stage of glaciation

На рис. 12, б цифрой 2 показаны гребни береговых морен, между которыми расположен фронтальный уступ ледово-обломочного массива 1 (рис. 2). По соотношению с многочисленными селевыми валами ниже этого участка, а также по аналогии с многочисленными селевыми врезам в моренных пьедесталах [Докукин и др., 2016] был сделан вывод о том, пространство между береговыми моренами раньше было заполнено моренными массами. По-видимому, ещё в историческую стадию оледенения с этого места сошёл селевой поток с выносом масс моренного пьедестала.

На схеме рис. 2 показан ледово-обломочный массив № 4, образование которого связано с поступлением обломочно-ледяных масс конусов подножия склона на поверхность ледника (рис. 13). После отступления ледника остался массив мёртвого льда, который постепенно деградирует без формирования селевых потоков. Ниже массива № 4, частично налегающем на ригель 5 (рис. 2), находится склон с большим количеством неглубоких русел, образовавшихся в то время, когда ледник покрывал ригель, и с него стекали потоки талой воды. В отличие от других потоков льда ледника Каярты поток IV (рис. 2) откладывал перенесённый им материал в виде равномерного слоя основной морены, и фронтального вала или пьедестала не образовал. В настоящее время эти морены потока IV в селеобразовании не участвуют.



Рис. 13. Ледово-обломочный массив № 4 (рис. 2) и отложения потока IV ниже ригеля, прорезанные сетью старых русел. Цифрой 3 отмечен ледово-обломочный массив № 3 (рис. 2). Фото М.Д. Докукина, 22.08.2017 г.

Fig. 13. Ice-clastic massif No. 4 (Fig. 2) and sediments of stream IV below the riegel, cut by a network of old channels. Number 3 marks ice-clastic massif No. 3 (Fig. 2). Photo by M.D. Dokukin

## Обсуждение результатов и выводы

В работах по селевому бассейну р. Герхожан-Су при описании условий формирования селей приводятся схемы, в которых моренные массивы идентифицируются упрощённо как мощные валы конечных и береговых морен разного возраста (обычно исторические и современные морены или морены фернау и эггесен, а также каменные глетчеры) без учёта рельефа коренного ложа и специфических особенностей различных участков. Авторы попытались составить гляциогеоморфологическую схему на основе анализа морфологии участков морен разных потоков льда ледника с учётом механизма формирования обломочно-ледяных потоков. Кроме этого, проводилась оценка динамики ледника, моренных массивов, и на основе этого моренные массивы идентифицировались как селевые очаги обводнения и взаимодействия с различными периодами активности.

Особое внимание уделено динамике ледника Каярты и её связи с селепроявлениями и особенно с катастрофическими селями. Определено, что основной причиной схода катастрофических селей были мощные водные импульсы с ледников (1960-1962 гг., 1999, 2000, 2011 и 2017 гг.) в условиях длительных периодов высоких температур воздуха.

Катастрофический сель 1977 г. был вызван ливневыми осадками, локальным прорывом моренной ёмкости и массовым сходом оплывин. Предположительно сход оплывин с ледово-обломочного массива левой террасовидной береговой морены восточного языка ледника Каярты приводил к перекрытию стока с ледника и образованию подпрудного озера с дальнейшим его прорывом в первой половине XX века.

Выявленный факт прорыва моренной ёмкости в 1983 г. позволил считать такой процесс одним из возможных генетических типов селеформирования в настоящее время на различных участках моренных массивов, в том числе в верховьях р. Сакашиль-Су.

Сложность мониторинга процессов формирования селеобразующих водных импульсов с ледника Каярты не позволяет сделать однозначный вывод об их прекращении в связи с образованием устойчивой дренажной подлёдной сети с верхнего цирка ледника. Можно отметить, что вероятность повторения селеобразующих водных импульсов уменьшилась, так как метеоусловия 2018 и 2019 гг. были такими же, как в годы схода катастрофических селей XXI века.

Повышенная активность селевых и склоновых процессов в моренном каньоне левой составляющей р. Кая-Арты-Су указывает на сохранение угрозы схода катастрофических селей в ближайшем будущем в периоды высоких температур воздуха и аномальных ливней. В связи с этим повышается значение регулярного мониторинга ледниково-моренного комплекса Каярты.

## Благодарности

Работа выполнена в рамках темы 6.3.2 плана НИТР Росгидромета при финансовой поддержке РГО (грант № 12/2019-Р) и по теме МГУ имени М. В. Ломоносова I.7 АААА-А16-116032810093-2 «Картографирование, моделирование и оценка риска опасных природных процессов» (ГЗ). Авторы благодарят ГУ МЧС России по КБР за предоставленную возможность участия в вертолётных облётах и содействие проведению маршрутных обследований, ГК «СКАНЭКС» и ФГБУ НИЦ «Планета» за предоставленные космические снимки.

### Список литературы

- Герасимов В.А. (1967). Селевые потоки в районе г. Тырныауз 1/VIII 1960 г., 14/VIII 1961 г. и 31/VII 1962 г. Труды ВГИ, вып. 6, с. 198-205.
- Герасимов В.А. (1980). Селевые потоки 10 и 11 августа 1977 г. в бассейне р. Герхожансу (Северный Кавказ) и условия их образования. Селевые потоки, сб. 4, с. 68-76.
- Докукин М.Д. (1987). Эволюционная модель формирования гляциальных селей р. Каяартысу (бассейн р. Баксан). Труды ВГИ, вып. 66, с. 33-47.
- Докукин М.Д., Савернюк Е.А., Богаченко Е.М., Иванов Г.И. (2012). Сель 3 августа 2011 г. в бассейне реки Герхожан-Су: причины, динамика и возможные последствия. Геориск, № 2, с. 48-56.
- Докукин М.Д., Черноморец С.С., Савернюк Е.А. (2016). Моренные пьедесталы - очаги формирования катастрофических гляциальных селей. Селевые потоки: катастрофы, риск, прогноз, защита. Материалы IV Международной конференции, с. 67-71.
- Докукин М.Д., Беккиев М.Ю., Богаченко Е.М., Калов Р.Х., Савернюк Е.А., Хаджиев М.М. (2018). Селевые потоки 14-15 августа 2017 г. в бассейне р. Герхожан-Су (Центральный Кавказ): условия и причины формирования, динамика, последствия. Геориск, №3, с. 82-94.
- Запорожченко Э.В. (2002). Сели бассейна р. Герхожан-Су: история проявления, условия формирования, энергетические характеристики. Сборник научных трудов ОАО «Севкавгипроводхоз», Вып. 15, с. 80-148.
- Золотарев Е.А., Поповнин В.В., Сейнова И.Б. (1982). Режим ледника Каярты на Центральном Кавказе – активного селевого очага. Материалы гляциологических исследований, вып. 43, с. 69-75.
- Каталог ледников СССР.(1970). Том 8. Северный Кавказ. Часть 5. Бассейны рек Малки, Баксана. Л.: Гидрометеиздат, 146 с.
- Крыленко И.В., Петраков Д.А., Тутубалина О.В., Черноморец С.С., Журавлева П.Г. (2004). Динамика селевого бассейна р. Герхожан-Су (Кабардино-Балкария) после катастрофы в июле 2000 года. Материалы гляциологических исследований, № 96, с. 159–166.
- Панов В.Д., Лурье П.М., Заруднев В.М. (2001). Селевые потоки в бассейне реки Герхожансу (Северный Кавказ) в июле 2000 г. Метеорология и гидрология, № 2, с. 89–97.
- Петраков Д. А., Тутубалина О.В., Черноморец С.С., Крыленко И. В. (2004). Методика мониторинга селевого бассейна в условиях горной криолитозоны (на примере долины реки Герхожан-Су, Кавказ). Криосфера Земли, т. VIII, № 3, с.57-67.
- Сейнова И.Б., Золотарев Е.А. (2001). Ледники и сели Приэльбрусья. (Эволюция оледенения и селевой активности). М.: Научный мир, 203 с.
- Тушинский Г.К., Попов А.И., Голубев Г.Н., Мудров Ю.В., Тумель Н.В. (1966). Опыт изучения гляциальных селей Большого Кавказа (на примере реки Герхожансу бассейна реки Баксан). Информационный сборник о работах по Международному геофизическому году, № 13, с. 5-106.
- Флейшман С.М., Сейнова И.Б., Золотарев Е.А. (1979). Формирование гляциальных селей непромышленного генезиса в бассейне р. Герхожан-Су на Северном Кавказе. Материалы гляциологических исследований, вып. 35, с. 195-198.
- Черноморец С.С. (2005). Селевые очаги до и после катастроф. М.: Научный мир, 184 с.
- Perov V., Chernomorets S., Budarina O., Savernyuk E., Leontyeva T. (2017). Debris flow hazards for mountain regions of Russia: regional features and key events. Natural Hazards, Vol. 88, No. 1, pp. 199-235, <https://doi.org/10.1007/s11069-017-2841-3>.