

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ПОЗИЦИИ СЕЛЕВЫХ БАССЕЙНОВ ЛОВОЗЕРСКИХ ТУНДР

А.И. Рудинская¹, Ю.Р. Беляев², В.Р. Беляев³, А.Л. Гуринов⁴, Е.В. Гаранкина⁵

^{1–3,5} *Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова,
географический факультет, кафедра геоморфологии и палеогеографии*

¹ *Институт географии РАН, лаборатория палеоархивов природной среды, инженер-исследователь*
⁴ *РУДН, Аграрно-технологический институт, научный центр «Смарт технологии устойчивого развития
городской среды в условиях глобальных изменений»*

⁴ *Институт географии РАН, лаборатория геоморфологии*

¹ *Аспирант; e-mail: rudinskaya94@gmail.com*

² *Доц., канд. геогр. наук; e-mail: yrbel@mail.ru*

³ *Научно-исследовательская лаборатория эрозии почв и русловых процессов имени Н.И. Маккавеева,
вед. науч. сотр., канд. геогр. наук; e-mail: vladimir.r.belyaev@gmail.com*

⁴ *Мл. науч. сотр., канд. геогр. наук; e-mail: gurinov.artem@gmail.com*

⁵ *Ст. науч. сотр., канд. геогр. наук; e-mail: evgarankina@gmail.com*

Ловозерские тундры относятся к северной зоне селеформирования и характеризуются средней степенью селевой опасности. Анализ данных дистанционного зондирования и полевое обследование позволили установить, что на этой территории расположено 35 селевых бассейнов. В зависимости от геоморфологической позиции селевые бассейны были разделены на следующие типы: 1) бассейны временных водотоков на внешних склонах массива; 2) бассейны, включающие в себя эрозионные (тектоническо-эрозионные) долины постоянных водотоков, не несущие следов существенной ледниковой переработки, и примыкающие к ним приводораздельные склоны; 3) бассейны, наследующие комплексы ледникового рельефа (кары, цирки и троговые долины) и примыкающие к ним приводораздельные склоны. Третий тип бассейнов был разделен на два подтипа в зависимости от степени флювиальной переработки ледникового рельефа: бассейны, наследующие комплексы ледникового рельефа со значительной степенью флювиальной переработки и примыкающие к ним приводораздельные склоны (первый подтип), и бассейны, наследующие комплексы ледникового рельефа с незначительной степенью флювиальной переработки и примыкающие к ним приводораздельные склоны (второй подтип). Почти половина селевых бассейнов Ловозерских тундр относится ко второму типу, почти 40% – к бассейнам третьего типа, характеризующимся незначительной степенью флювиальной переработки ледникового рельефа (второй подтип). Для каждого типа (подтипа) был выбран наиболее репрезентативный представитель для детальной характеристики его геоморфологического строения и селевых морфодинамических зон. Сравнительный анализ внутреннего строения бассейнов разных типов (подтипов) позволил установить связь устройства морфодинамических зон селевых бассейнов с их геоморфологической позицией. В частности, для бассейнов первого и второго типов характерна аккумуляция большей части селевого материала в пределах конусов выноса. Такая же ситуация наблюдается в бассейнах третьего типа, характеризующихся значительной флювиальной переработкой. В бассейнах третьего типа с незначительной флювиальной переработкой основные аккумулятивные тела сосредоточены во внутренней части долин.

Ключевые слова: селевые потоки, водоснежные потоки

ВВЕДЕНИЕ

Изучение условий возникновения, генетических типов и рельефообразующей деятельности селевых потоков имеет как прикладное, так и фундаментальное значение. Селевые потоки относятся к категории опасных природных процессов в соответствии с нормативной документацией [СП 116.13330.2012], и хозяйственное освоение горных территорий непременно сопряжено с изучением потенциальной селевой опасности. Выявление основных типов селевых бассейнов по их геоморфологической позиции позволяет установить связь между геоморфологическим положением бассейна и особенностями

его функционирования – характерным соотношением морфодинамических зон, дальностью и объемом выноса материала.

До настоящего момента селевой рельеф высоких широт изучен недостаточно подробно. Основное внимание здесь уделяется водоснежным потокам, которые, как предполагается, являются доминирующим типом селевых явлений [Сапунов, 1985] в северной зоне их развития. Имеются крупные обобщающие работы по Хибинским тундрам [Водоснежные потоки..., 2001]. Опубликованы отрывочные сведения о развитии селевых процессов на Полярном Урале [Познанин, 1975; Ходаков, Ильи-

на, 1989; Грязнов и др., 2016], плато Путорана [Перов, 1981] и на Северо-Востоке России [Нефедов, Кузнецов, 1982; Ващалова и др., 1988; Мочалов, Горин, 1992], по северу Скандинавского полуострова [Nyberg, 1989; Hestnes, 1998] и некоторым районам Аляски и Канады [Turcotte et al., 2011]. Имеются данные о водоснежных и водокаменных потоках и в более высокоширотных районах Северного полушария – например, на Шпицбергене [Bernhardt et al., 2017; Демидов, Демидов, 2019]. Тем не менее многие горные массивы Субарктики и Арктики, в том числе вовлеченные в активное антропогенное освоение, не имеют детальной характеристики строения и распространения селевых форм рельефа в среднем и/или крупном масштабах, хотя, согласно профильным специализированным картам, относятся к селеопасным [Перов и др., 2017]. Одно из таких горных сооружений – низкогорный (преобладающие высоты составляют 800–1000 м) массив Ловозерские тундры, расположенный в центральной части Кольского полуострова. Территория Ловозерских тундр – традиционный район неорганизованного туризма, а в северо-западной части массива расположен крупный узел горнопромышленного освоения.

Массив изометричен в плане: его протяженность с севера на юг составляет 25 км, с запада на восток – около 30 км. В геологическом отношении Ловозерские тундры представляют собой позднепалеозойское интрузивное тело щелочного состава, внедрившееся в архейские метаморфические породы. В неоген-четвертичное время в результате дифференцированных блоковых тектонических движений интрузия была приподнята над окружающими денудационными равнинами и глубоко расчленена, в результате чего сформировалось тектоно-денудационное низкогорье с крупными фрагментами платообразных вершинных поверхностей. Значительное влияние на формирование рельефа Ловозерского массива и прилегающих равнин оказали плейстоценовые оледенения. Наиболее широко распространены ледниковые и водноледниковые отложения и рельеф позднеплейстоценового возраста – в это время происходило одновременное формирование Ловозерского горного ледника и продвижение на восток покровного ледника со Скандинавского полуострова [Семенова, 2004; Евзеров, Николаева, 2010]. Отложения покровного поздневалдайского ледника распространены у подножия массива и в тыловой части внешних склонов до абсолютных высот 300–400 м [Евзеров, 2010]. Окончательная дегляциация произошла в конце позднего плейстоцена – начале голоцена.

Преобладающие генетические типы рельефа в пределах Ловозерского массива – тектоно-де-

нудационный, ледниковый и флювиальный. Горный массив расчленен радиальной сетью долин сложного эрозионно-экзарационного генезиса, берущих свое начало в крупных ледниковых цирках или в пологих водосборных понижениях среди плато. Реки в Ловозерских тундрах отличаются глубоко врезанными, иногда каньонообразными долинами глубиной более 100 м. Продольные профили долин крутопадающие, в целом слегка вогнутые, с отчетливо выраженной ступенчатостью.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Изучение селевого рельефа Ловозерских тундр производилось по стандартной методике и содержало в себе три этапа: предполевой камеральный, полевой и камеральную обработку собранных полевых данных. В рамках предполевого камерального этапа производилось визуальное дешифрирование следов развития селевых процессов с помощью подобранных в соответствии с существующими рекомендациями [Голубев, Лабутина, 1966; Садов, 1972; Перов, 2012] морфологических (характеризующих поперечный и продольный профили долины, крутизну тальвегов и бортов долин), геологических (указывающих на выходы скальных пород и накопления валунно-глыбового материала) и ландшафтных (соответствующих определенному типу растительности – одной из характеристик возраста селевого рельефа) критериев. Для дешифрирования использовались карты Генерального штаба масштаба 1:50 000 и 1:25 000 и полученные из открытых источников с помощью программного комплекса SAS Planet синтезированные в естественных цветах космические снимки субметрового пространственного разрешения за 31.08.2016 со спутников GeoEye и WorldView-2. На втором этапе в ходе полевых работ проводилось уточнение схемы предварительного дешифрирования селевых бассейнов, описывались параметры форм селевого рельефа, селевые отложения, выделялись морфодинамические зоны селевых бассейнов. По итогам полевого обследования в среде QGIS была построена карта селевых бассейнов Ловозерских тундр (рис. 1). Далее были выделены три типа селевых бассейнов в соответствии с их геоморфологическим положением (см. рис. 1): водосборные бассейны временных водотоков на внешних склонах массива (первый тип), водосборы, включающие в себя эрозионные (тектоно-эрозионные) долины постоянных водотоков, и примыкающие к ним приводораздельные склоны (второй тип) и водосборы, наследующие комплексы ледникового рельефа (кары, цирки и троговые долины), и примыкающие к ним приводораздельные склоны

(третий тип). Последний тип был разделен на два подтипа в зависимости от степени выраженности флювиальной переработки рельефа – наличия или отсутствия морфологически выраженного эрозионного вреза в днище долины. Для более детального рассмотрения особенностей пространственной

организации селевых бассейнов на разных геоморфологических позициях внутри каждого типа (подтипа) были выбраны наиболее репрезентативные представители, для которых были составлены геоморфологические схемы и схемы морфодинамических зон селевого бассейна.

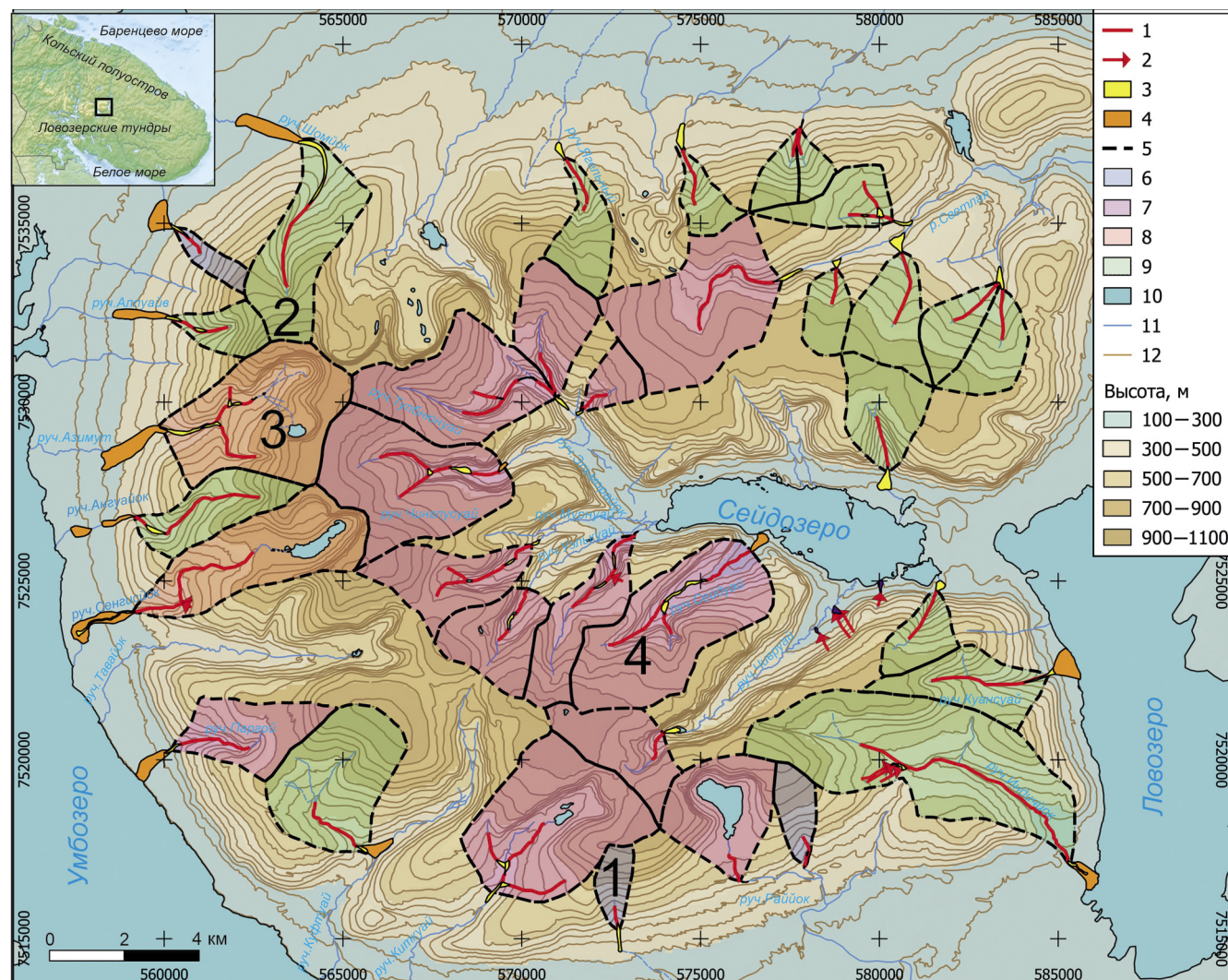


Рис. 1. Селевые бассейны Ловозерских тундр:

1 – зоны транзита селевых потоков; 2 – небольшие очаги водоснежных потоков; 3 – зоны разгрузки (современные конусы выноса); 4 – зоны разгрузки (голоценовые конусы выноса); 5 – границы селевых бассейнов; 6 – водосборы временных водотоков на внешних склонах массива; 7 – водосборы, включающие в себя эрозионные (тектонно-эрозионные) долины постоянных водотоков без следов существенной ледниковой переработки и примыкающие к ним приводораздельные склоны; 8 – водосборы, наследующие комплексы ледникового рельефа (кары, цирки и троговые долины) со значительной степенью флювиальной переработки и примыкающие к ним приводораздельные склоны; 9 – водосборы, наследующие комплексы ледникового рельефа (кары, цирки и троговые долины) с незначительной степенью флювиальной переработки и примыкающие к ним приводораздельные склоны; 10 – озера; 11 – водотоки; 12 – изогипсы. Цифрами на карте обозначены ключевые селевые бассейны: 1 – бассейн б/н; 2 – бассейн Шомйока; 3 – бассейн Азимута; 4 – бассейн Сейдуа

Fig. 1. Debris flow basins of the Lovozerkiye Tundry massive:

1 – transport zones; 2 – small slushflow initiation zones; 3 – deposition zones (active debris flow fans); 4 – deposition zones (Holocene debris-flow fans); 5 – borders of debris flow basins; 6 – catchment areas of temporary streams on the outer slopes of the massif; 7 – catchment areas that include erosional (tectonic-erosional) valleys of permanent streams without pronounced glacial reworking and adjacent slopes of interfluvies; 8 – catchment areas taking over the complexes of glacial landforms (kars, cirques and troughs) with a significant degree of fluvial reworking and adjacent slopes of interfluvies; 9 – catchment areas taking over the complexes of glacial landforms (kars, cirques, and troughs) with a slight degree of fluvial reworking and the adjacent slopes of interfluvies; 10 – lakes; 11 – streams; 12 – contour lines. Numbers mark the key debris-flow basins (1 – unnamed stream basin; 2 – Shomyok basin; 3 – Azimuth basin; 4 – Seyduaj basin)

Исследования динамики селевого рельефа в соседнем Хибинском горном массиве указывают на последниковые этапы активизации склоновых и селевых процессов на протяжении голоцена [Вашалова, 1987; Garankina et al., 2019]: 5600–4800, 3500–3250, 2850–2700, 2150–1700 и с 650 л. н. К этим этапам относят формирование больших по площади селевых конусов выноса с ложбинно-грядовым рельефом. Вероятно, схожие по площади и строению селевые конусы выноса в Ловозерских тундрах имеют такой же возраст. При составлении морфодинамических схем на ключевые бассейны Ловозерского массива зоны селевой аккумуляции были разделены на две возрастные генерации в зависимости от их морфологического облика и ландшафтных характеристик образующих их форм рельефа – на современные (моложе 100 лет) и голоценовые (старше 100 лет). К современным зонам аккумуляции были отнесены формы свежего облика с характерным размахом высот от 0,5 до 1,5 м. Их ландшафтная характеристика – от полного отсутствия растительности до фрагментарного травянистого либо мохово-лишайникового покрова с кустарниковой порослью. К голоценовым зонам аккумуляции были отнесены участки с ложбинно-грядовым рельефом с амплитудой высот до 3–4 м, занятые смешанным и хвойным лесом с хорошо сформированным дерново-травянистым покровом. Отсутствие детальных исследований по реконструкции селевой активности в Ловозерских тундрах не позволяет выделить принятые в селеведении современные, исторические и голоценовые возрастные генерации селевых форм рельефа [Перов, 2014].

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Значительная (более 90%) доля речных долин Ловозерского массива носит следы селевой переработки – в пределах массива расположены 35 селевых бассейнов. Около 10% селевых бассейнов относятся к водосборам временных водотоков на внешних тектоно-денудационных склонах массива. Почти половина бассейнов (около 45%) включает в себя эрозионные долины постоянных водотоков и примыкающие к ним приводораздельные склоны. 11% бассейнов включают в себя комплексы ледникового рельефа, в послеледниковое время подвергшиеся значительному преобразованию флювиальными процессами, и примыкающие к ним приводораздельные склоны. Около 35% селевых бассейнов включают комплексы ледникового рельефа со слабой флювиальной переработкой и примыкающие к ним приводораздельные склоны.

Ключевой бассейн № 1 относится к селевым бассейнам первого типа (рис. 2). Площадь бассей-

на составляет около 1,8 км². Селевая деятельность в рассматриваемом бассейне осуществляется в верхней части долины временного водотока. В верхней части бассейна к вершинной поверхности примыкает водосборная воронка площадью около 400 м², в пределах которой развивается плоскостной смыв. Устьевая часть этой воронки представляет собой селевой очаг бассейна. В основании воронки начинается зона транзита селевого потока длиной около 0,8 км, представленная эрозионным врезом V-образного поперечного профиля глубиной 3–4 м, шириной по бровкам 20–30 м, по днищу 10 м. Продольный профиль в зоне транзита – прямой, средняя крутизна тальвега составляет 11°. Отложения материала в пределах транзитной зоны не происходит – отсутствуют зоны бокового заплеска и локальные расширения днища вреза. Разгрузка материала осуществляется у подножия склона, конус выноса площадью 0,05 км² целиком расположен на левом борту русла временного водотока.

Для всех бассейнов первого типа, как и для ключевого бассейна № 1, характерно простое строение – формируется единственное селевое русло, зона зарождения, транзита и аккумуляции последовательно сменяют друг друга вниз по течению. На территории Ловозерских тундр во всех селевых бассейнах этого типа роль селевого очага выполняют устья водосборных воронок. Длина тальвегов меняется от 0,4 до 0,8 км, их крутизна составляет от 7 до 11°. Зоны транзита бассейнов этой группы, как и в ключевом бассейне, морфологически выражены в виде V-образных либо теснинообразных врезов глубиной до нескольких метров. Зоны разгрузки морфологически выражены в виде конусов выноса, расположенных у подножия внешнего тектоно-денудационного склона. Дальность выноса селевого материала меняется у разных бассейнов – от 0,1 до 0,7–0,8 км. Один из бассейнов характеризуется также наличием более обширного голоценового конуса выноса, залегающего поверх водно-ледниковых образований на предгорной равнине.

Ключевой бассейн № 2 (бассейн руч. Шомйок) относится ко второму типу селевых бассейнов. Он расположен в северо-западной части массива. Долина ручья Шомйок имеет сложный эрозионно-экзарационный генезис (рис. 3). Селевой очаг представлен устьем водосборной воронки, ниже которого формируется участок селевого транзита длиной порядка 400–500 м, выраженный в виде U-образного вреза глубиной до 1 м и шириной 15–20 м по бровкам и 7–10 м по днищу. Ниже резкого перегиба продольного профиля тальвега его крутизна значительно падает (от 10–15 до 5°), селевой транзит прекращается, и формируется участок внутридолинной аккумуляции длиной 1,2 км и шириной около 100 м. В морфоло-

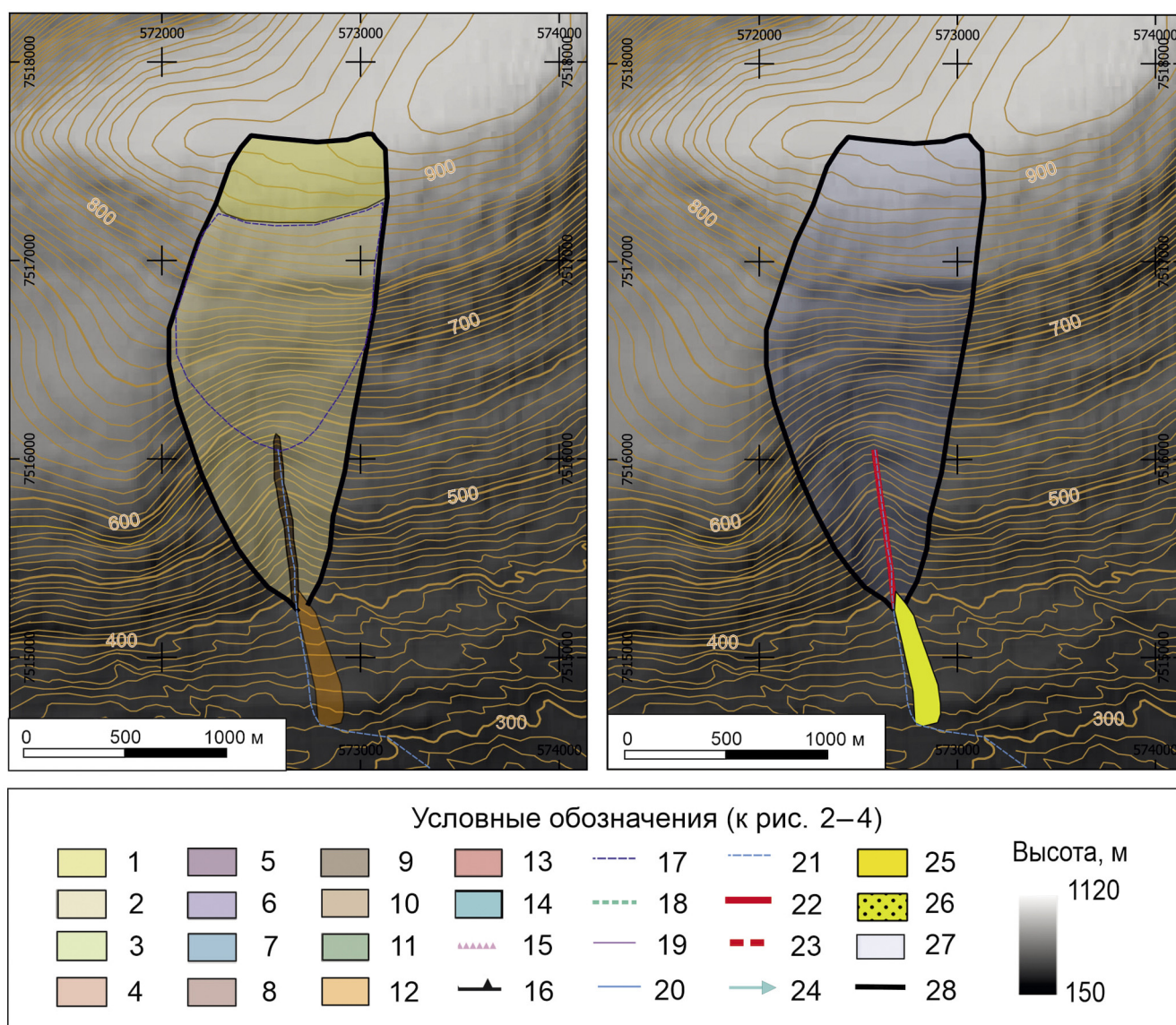


Рис. 2. Геоморфологическое строение и морфодинамические зоны ключевого бассейна № 1.

Сводные условные обозначения к рис. 2–4: 1 – плоские, полого выпуклые и наклонные вершинные поверхности; 2 – внешние тектоно-денудационные склоны Ловозерского массива; 3 – склоны между разными уровнями вершинных поверхностей; 4 – придолинные склоны междуречий; 5 – экзарационные склоны; 6 – холмисто-западинный моренный рельеф; 7 – днища котловин приледниковых озер; 8 – эрозионно-экзарационные склоны; 9 – эрозионные склоны крутизной более 15°; 10 – эрозионные склоны крутизной менее 15°; 11 – эрозионно-аккумулятивные днища долин постоянных и временных водотоков; 12 – пролювиально-селевые конусы выноса и внутренние дельты; 13 – тектонические ущелья; 14 – озера; 15 – ригели; 16 – бровки каров, цирков и троговых долин; 17 – контуры водосборных воронок; 18 – контуры нивальных ниш; 19 – контуры лавинных лотков; 20 – русла постоянных водотоков; 21 – тальвеги временных водотоков; 22 – активные зоны транзита; 23 – реликтовые зоны транзита; 24 – сопряженные зоны транзита лавин и водоснежных потоков; 25 – современные конусы выноса и зоны внутридолинной аккумуляции; 26 – реликтовые голоценовые конусы выноса; 27 – водосборные площади селевых бассейнов; 28 – границы селевых бассейнов

Fig. 2. Geomorphologic structure and morphodynamic zones of key basin no. 1.

Symbols for figs. 2–4: 1 – flat, gently convex and inclined interfluvies; 2 – outer tectonic and denudation slopes of the Lovozerskiye Tundry massive; 3 – slopes between different levels of interfluvies; 4 – transitional valleys slopes of interfluvies; 5 – exaration slopes; 6 – hilly-depression moraine relief; 7 – bottoms of the periglacial lake basins; 8 – erosional and exaration slopes; 9 – erosional slopes more than 15° steep; 10 – erosional slopes less than 15° steep; 11 – erosion and accumulative bottoms of valleys of permanent and temporary streams; 12 – proluvial and debris-flow fans and internal deltas; 13 – tectonic gorges; 14 – lakes; 15 – riegels; 16 – contours of kars, circus, and glacial troughs; 17 – contours of drainage funnels; 18 – contours of nivation niches; 19 – contours of avalanche trays; 20 – permanent stream beds; 21 – temporary stream beds; 22 – active transport zones; 23 – relic transport zones; 24 – conjugate transit zones of avalanches and slushflows; 25 – active debris-flow fans and inner accumulation zones; 26 – relic Holocene debris-flow fans; 27 – catchment areas of debris-flow basins; 28 – borders of debris-flow basins

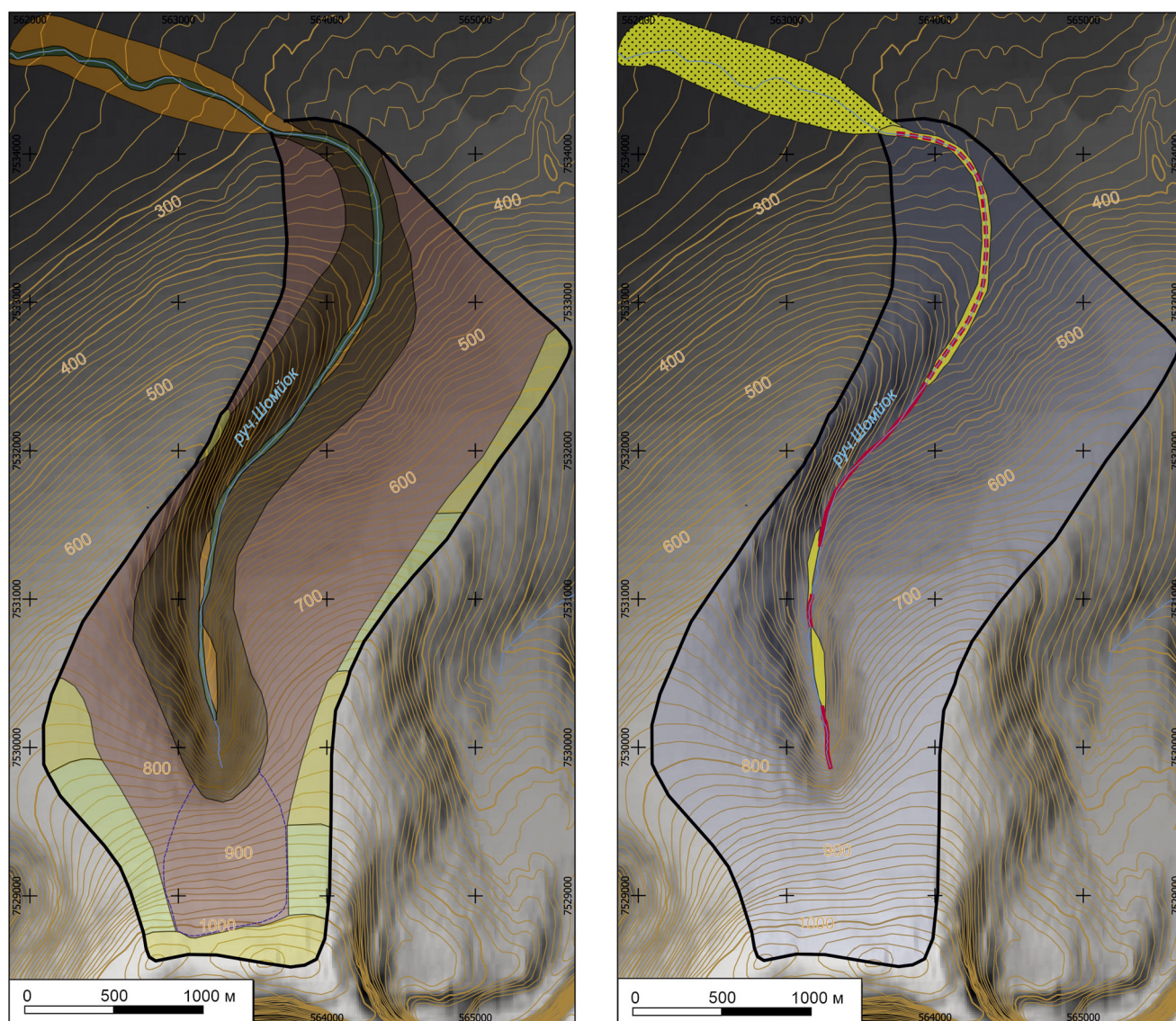


Рис. 3. Геоморфологическое строение и морфодинамические зоны ключевого бассейна № 2

Fig. 3. Geomorphologic structure and morphodynamic zones of key basin no. 2

гическом отношении эта зона представляет собой поверхность с общим пологим (на $3-5^\circ$) наклоном вниз по течению, внутри которой прослеживаются несколько выпуклых перегибов высотой менее 1 м. Возможно, эти перегибы фиксируют фронтальные уступы разновозрастных аккумулятивных селевых образований. Русло на этом участке фуркирует, разделяясь на рукава шириной до 0,5–1 м. Ниже по течению в связи с увеличением уклона расположена зона селевого транзита, морфологически выраженная как ящикообразный донный врез глубиной 2–3 м, шириной по бровкам 60 м, по днищу – 30 м. Этот участок транзита имеет длину около 1,2 км. Ниже по течению расположен участок современной селевой аккумуляции длиной около 1 км – до выхода водотока на предгорную равнину. Аккумулятивные тела представлены главным образом в виде селевых террас высотой до 1,5 м над урезом с площадками шириной

до 15–20 м. В русле имеются задернованные и занятые мелколиственной древесной растительностью гряды высотой до 0,5–0,7 м и длиной первые десятки метров. Судя по морфологии и ландшафтным характеристикам, эти гряды представляют собой следы селевого транзита, ранее развивавшегося на этом участке. Современная зона селевой аккумуляции переходит в голоценовый конус выноса площадью 0,63 км², выходящий на предгорную водно-ледниковую равнину. Поверхность конуса полого-выпуклая от основания к периферии, осложнена веерообразно расходящимися ложбинами корытообразного поперечного профиля.

Селевые бассейны, включающие в себя эрозионные (тектонно-эрозионные) долины постоянных водотоков без следов значительной ледниковой переработки и примыкающие к ним приводораздельные склоны, составляют порядка 50% селевых бассейнов массива. Примерно в половине случаев

долины постоянных водотоков, входящих в состав бассейнов этой группы, прорезают внешние склоны массива. Другая половина бассейнов такого типа включает в себя эрозионные долины, прорезающие борта трогов во внутренних частях массива. Однако, несмотря на различия в некоторых аспектах геоморфологического положения бассейнов и существенную разницу в водосборной площади (от 2,7 до 22,5 км²), представители этой группы в целом характеризуются схожим строением с ключевым бассейном № 2: за редким исключением это бассейны с единственным селевым руслом, основная аккумуляция селевого материала в которых происходит на конусе выноса. Длина селевых тальвегов существенно меняется от бассейна к бассейну – от 0,9 до 7,5 км, средняя крутизна тальвегов у сравнительно крупных бассейнов составляет около 5–6°, у сравнительно небольших по площади бассейнов она может достигать 9–10°. Различия в параметрах бассейнов (в первую очередь в водосборных площадях и длине тальвегов) могут быть связаны наследованием некоторыми эрозионными долинами (например, долинами руч. Индицйока и нижнего правого притока руч. Куфтуая) тектонических структур, вследствие чего формируются бассейны большой площади и с длинными тальвегами. Примерно в четверти бассейнов этого типа помимо основного конуса выноса формируются внутридолинные зоны аккумуляции (как и в ключевом бассейне № 2). В третьей части бассейнов, как и в ключевом для этой группы, современные конусы выноса переходят в голоценовые, выдвинутые на предгорные равнины на расстояние от 0,8 до 1,8 км.

Ключевой бассейн № 3 относится к третьему типу селевых бассейнов и характеризуется значительной флювиальной переработкой ледникового рельефа днища долины (первый подтип). Этот бассейн расположен на западном макросклоне Ловозерского массива и включает в себя вложенную верховьями в ледниковый цирк долину руч. Азимут и примыкающие к ней придолинные склоны вершинных поверхностей (рис. 4). Бассейн имеет сложное строение: в основное русло впадают разнопорядковые селевые притоки.

Два верхних притока первого порядка по Штралеру–Философову (№ 3-1-1 и № 3-1-2) формируются в пределах многоуровневой троговой долины. Селевой очаг правого верхнего селевого притока № 3-1-1, дренирующего борт ледникового цирка, представлен выпуклым перегибом склона в прибровочной части трога, где происходит гравитационное перемещение переувлажненных снежных масс. Далее движение селевых потоков осуществляется по врезу V-образного поперечного профиля глубиной до 5–7 м, шириной по бровкам около 40–50 м, по днищу – до 15 м. Зона

транзита этого селевого притока имеет длину около 0,3 км и крутизну около 11°. Зона аккумуляции представлена треугольным в плане конусом выноса площадью 0,02 км². Левый верхний приток № 3-1-2 дренирует днище цирка. Зарождение селевых потоков в нем происходит вследствие подпруживания русла лавинами и эпизодических спусков воды из небольших озер в днище цирка. Зона транзита морфологически выражена как корытообразный врез в днище цирка, ширина этого вреза по бровкам – около 30 м, по днищу – около 15 м, его глубина составляет около 2 м, крутизна тальвега – 3°. Зона разгрузки этого селевого притока представлена лепесткообразным в плане участком внутридолинной аккумуляции площадью менее 0,01 км². В результате слияния вышеописанных притоков образуется селевой приток второго порядка № 3-1. Транзитная зона длиной около 0,5 км расположена на участке долины с теснинообразным профилем, днище целиком занято селевым врезом глубиной до 3–4 м, шириной по бровкам около 60–70 м, по днищу – 20–30 м. Средняя крутизна селевого тальвега составляет 3°.

Нижний левый селевой приток № 3-2 расположен в долине сложного эрозионно-экзарационного генезиса. Селевым очагом здесь служит устье водосборной воронки, зона транзита фактически занимает все днище долины V-образного поперечного профиля. Глубина донного вреза составляет до 2–3 м, ширина – 15–18 м, средняя крутизна тальвега 11°. Ниже субмеридионального поворота русла на его левом борту расположена селевая терраса длиной около 500 м и высотой 2–3 м над урезом, полого наклоненная (до 4–5°) вниз по течению. Селевые притоки № 3-1 и № 3-2 имеют общую зону разгрузки площадью 0,03 км². В настоящее время эта зона разгрузки фактически представляет собой эрозионный останец, поскольку русла обоих селевых притоков прорезают ее поверхность.

Главное селевое русло (№ 3) формирует транзитно-эрозионный участок бассейна. Следы транзита в русле морфологически выражены в виде линейно-вытянутых валунно-глыбовых селевых гряд высотой менее 0,5 м и длиной первые метры. Отложения современных селевых потоков представляют собой полосы аккумуляции шириной до 20–30 м по обоим бортам селевого русла. Длина этого участка составляет 1,1 км, средняя крутизна тальвега – порядка 3°, общая площадь аккумулятивных тел – 0,08 км². Ниже по течению транзитно-эрозионный участок переходит в голоценовый конус выноса площадью 0,68 км², залегающий поверх водно-ледниковых образований предгорной равнины. Поверхность конуса осложнена веерообразно расходящимися грядами высотой до 2–3 м и разделяющими их ложбинами корытообразного поперечного профиля.

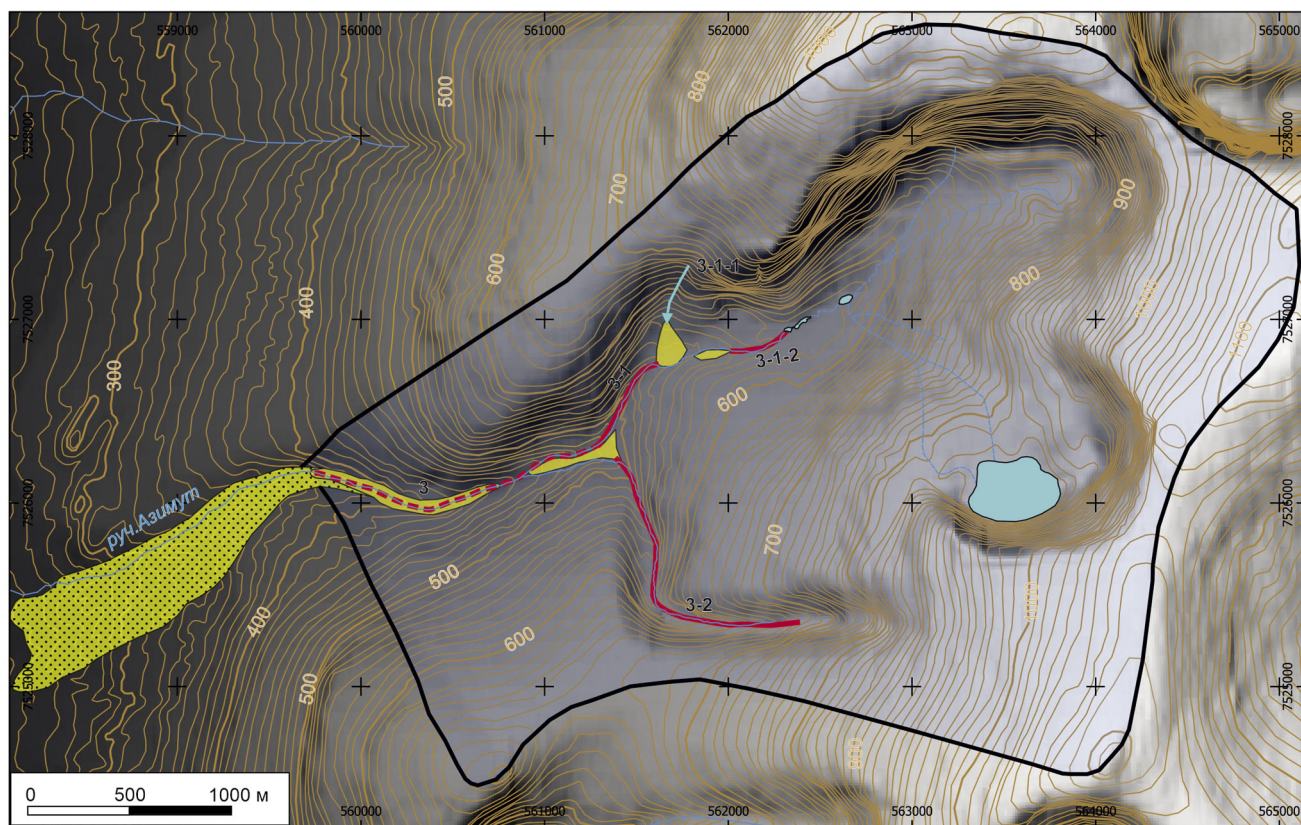
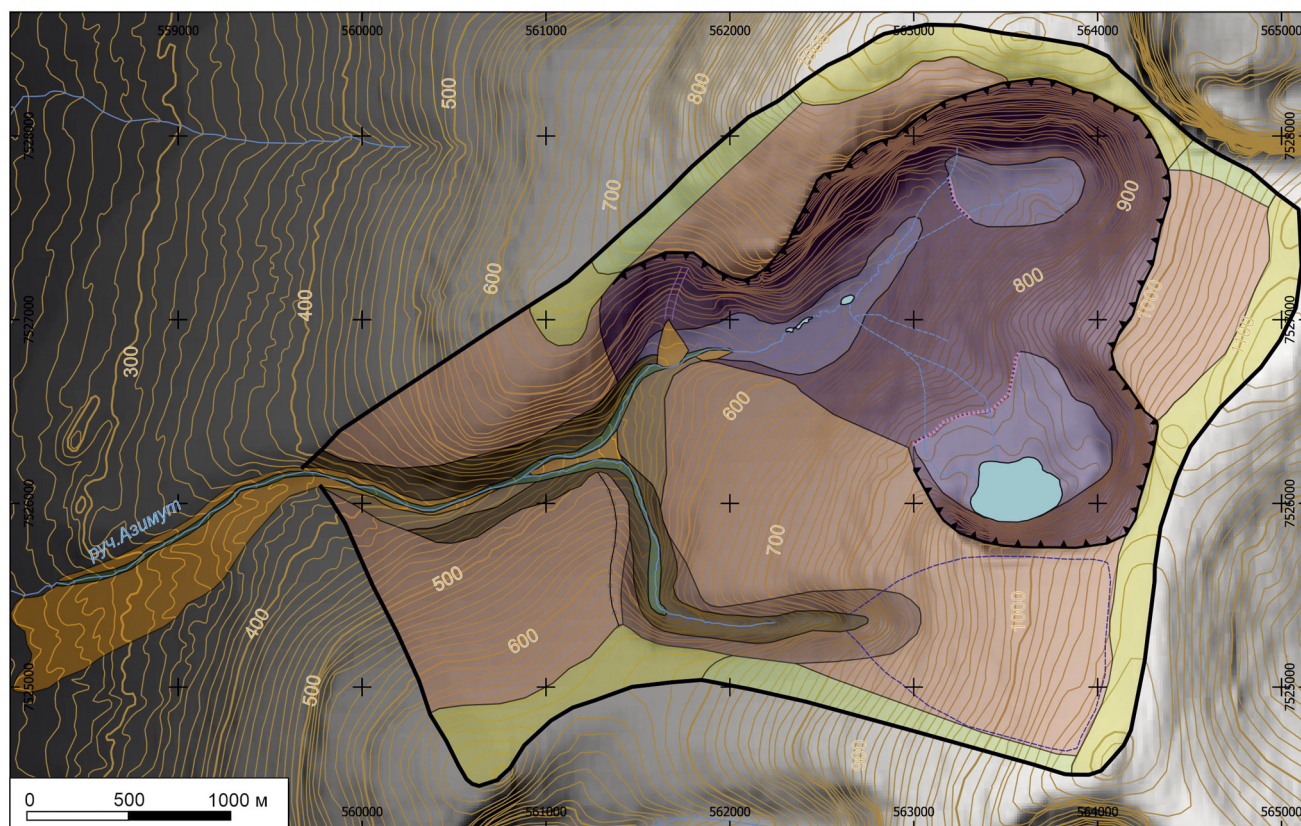


Рис. 4. Геоморфологическое строение и морфодинамические зоны ключевого бассейна № 3

Fig. 4. Geomorphologic structure and morphodynamic zones of key basin no. 3

Селевые бассейны, наследующие комплексы ледникового рельефа (кары, цирки и троговые долины), в значительной степени преобразованные флювиальными процессами, и примыкающие к ним приводораздельные склоны, характеризуются наиболее редкой геоморфологической позицией – к ним относятся только два бассейна. Оба бассейна демонстрируют значительное сходство в строении: в верховьях расположены многокамерные ледниковые цирки, ниже по течению переходящие в эрозионные долины теснинообразного поперечного профиля. Тем не менее соотношение форм селевого рельефа в этих бассейнах существенно различается. В отличие от ключевого бассейна № 3, в бассейне руч. Сенгисйок не наблюдается развитой сети селевых притоков, хотя и присутствуют два лавинно-водоснежных очага на левом борту. Основная часть современной селевой аккумуляции в бассейне Сенгисйока осуществляется в пределах современного конуса выноса, а не во внутренней части долины, как в ключевом бассейне № 3. В то же время голоценовые конусы выноса в обоих бассейнах расположены на предгорной равнине, дальность выноса материала в обоих случаях составляет порядка 2 км.

Ключевой бассейн № 4 относится к бассейнам третьего типа с незначительной флювиальной переработкой ледникового рельефа (второй подтип) (рис. 5). Он расположен в центральной (внутренней) части массива и включает в себя водосборную площадь руч. Сейдуай – троговую долину и примыкающие к ней приводораздельные склоны. В этом бассейне наблюдаются два селевых притока, впадающих в главное русло. Селевой приток № 4-1 прорезает днище одной из камер трога. Селевой очаг в этом внутреннем элементарном селевом бассейне представлен устьевой частью водосборной воронки. Зона транзита выражена в виде вреза V-образного поперечного профиля шириной 30–40 м по бровкам и 10 м по днищу и глубиной около 5–6 м, средняя крутизна тальвега составляет 12,9°. Длина участка транзита составляет около 0,9 км, далее расположен участок внутренней аккумуляции длиной около 0,5 км и площадью 0,01 км². Ниже по течению снова расположен участок транзита длиной около 0,4 км, с крутизной тальвега до 6°. На нижнем участке транзита ярко выраженный селевой врез отсутствует, однако в русле наблюдаются гряды валунно-щебнистого материала высотой до 0,5 м и длиной до 10 м.

Приток № 4-2 прорезает днище правого отвёршка троговой долины. Селевой очаг в этом внутреннем элементарном селевом бассейне представлен узлом слияния двух водотоков ниже выпуклого перегиба продольного профиля отвёршка. Зона селевого транзита морфологически выражена в виде донного вреза V-образного поперечного профиля

шириной около 60 м по бровкам и 12–15 м по днищу и глубиной около 5–6 м. Длина зоны транзита составляет 0,5 км, средняя крутизна тальвега составляет 9°. Зона разгрузки выражена в виде конуса выноса площадью около 0,05 км². Поверхность этого конуса осложнена радиально расходящимися грядами высотой до 1–1,5 м и разделяющими их ложбинами.

Ниже слияния селевых тальвегов № 4-1 и 4-2 формируется основное селевое русло ключевого бассейна № 4. Непосредственно ниже узла слияния притоков расположена внутриводоточная зона аккумуляции площадью 0,09 км². Аккумулятивные селевые тела здесь морфологически выражены как скопления по обоим бортам русла линейно-вытянутых гряд длиной первые десятки метров и высотой 1,5–2 м.

Примерно в 2,2 км выше устья Сейдуя заканчивается зона развития современных селевых потоков. Ниже по течению в русле водотока следов современного перемещения селевого материала не наблюдается, однако наличие в русле линейно вытянутых гряд длиной до первых десятков метров и высотой до 1,5–2 м, занятых березовым лесом с хорошо развитым дерново-травянистым покровом, указывает на развитие здесь селевых потоков в голоценовое время. Длина этого реликтового участка транзита – около 0,9 км, крутизна тальвега здесь составляет 6°. В устьевой части долины Сейдуя расположен конус выноса площадью 0,2 км², поверхность которого осложнена веерообразно расходящимися грядами высотой до 3–4 м и разделяющими их ложбинами. Эта система гряд и ложбин освоена еловым лесом с хорошо сформированным дерново-кустарничковым покровом. Отложения, слагающие конус выноса, представлены плотно упакованным галечно-щебнистым материалом с базальным заполнением, сцементированным крупно-грубозернистым песком. Селевые отложения залегают поверх ледниковых образований в днище трога.

Бассейны этого подтипа могут быть как простого (с единственным селевым руслом), так и сложного строения (с селевыми притоками). В ряде случаев, как и в ключевом бассейне, образуются две отдельно расположенные зоны аккумуляции – в центральной части долины формируется современная зона разгрузки, а в устье водотока наблюдается голоценовый конус выноса. В целом бассейны этой группы характеризуются сравнительно небольшими площадями зон аккумуляции по сравнению с бассейнами других геоморфологических позиций. Возможно, сравнительно небольшие площади аккумулятивных тел и их расположение в центральной части долины связаны с небольшими значениями средней крутизны тальвегов – около 5–6°.

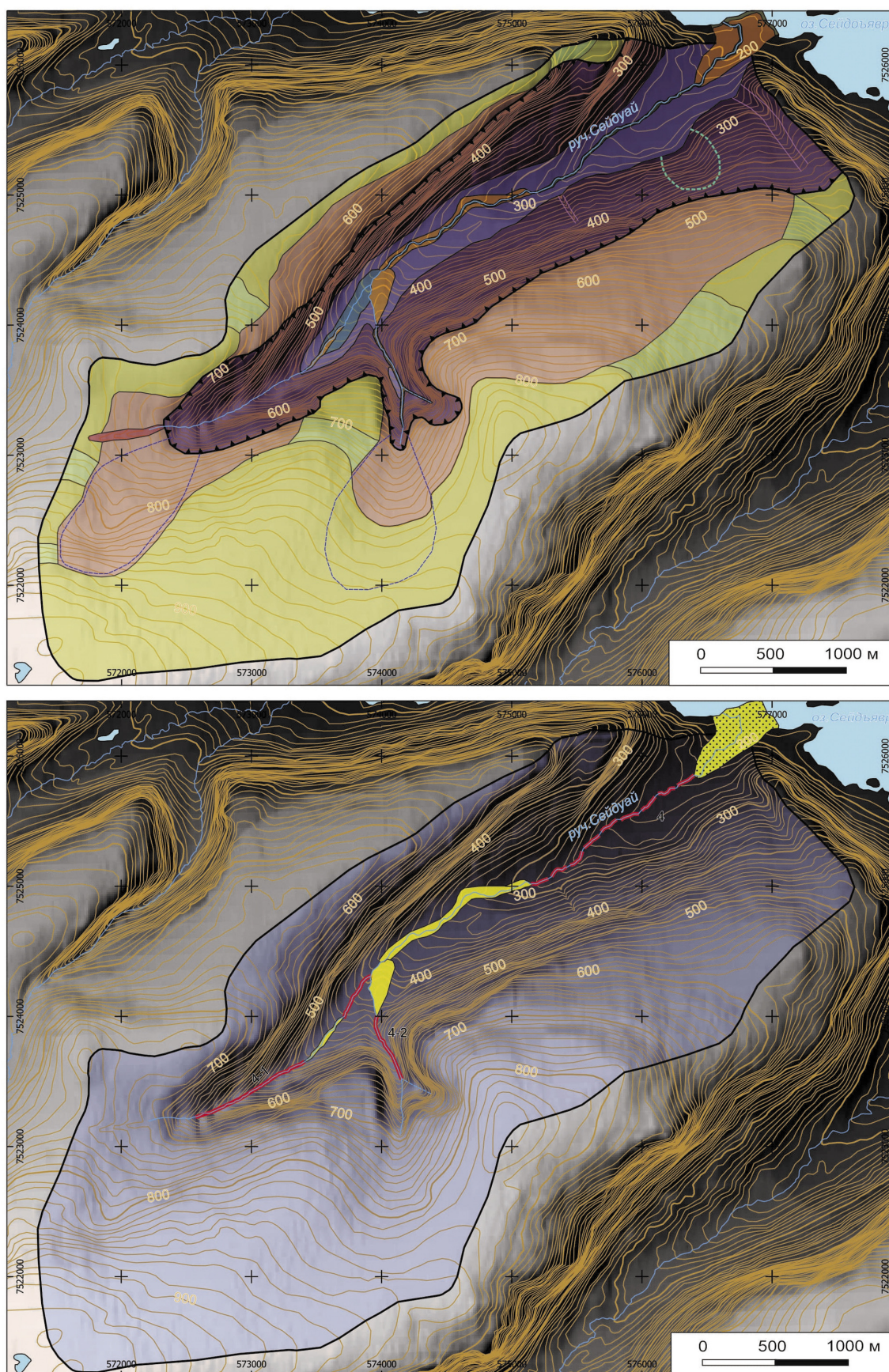


Рис. 5. Геоморфологическое строение и морфодинамические зоны ключевого бассейна № 4

Fig. 5. Geomorphologic structure and morphodynamic zones of key basin no. 4

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В Ловозерских тундрах установлено наличие трех основных типов селевых бассейнов: 1) бассейны временных водотоков на внешних склонах массива; 2) бассейны, включающие в себя эрозионные (тектоно-эрозионные) долины постоянных водотоков, не несущие следов существенной ледниковой переработки, и примыкающие к ним приводораздельные склоны; 3) бассейны, наследующие комплексы ледникового рельефа (кары, цирки и троговые долины) и примыкающие к ним приводораздельные склоны. Среди бассейнов последнего типа можно выделить два подтипа – бассейны со значительной флювиальной переработкой ледникового рельефа (первый подтип) и бассейны с незначительной флювиальной переработкой ледникового рельефа (второй подтип). Внутреннее устройство бассейнов и их функционирование обусловлено их геоморфологическими позициями. Во всех селевых бассейнах первого и второго типов основная аккумуляция селевого материала происходит в пределах конуса выноса. Дальность выноса селевого материала за пределы гор у бассейнов первого типа составляет для современных селевых отложений около 0,5–0,6 км, для голоценовых селевых

отложений – около 1,1 км. Для бассейнов второго типа эти величины составляют в среднем 0,2–0,3 и 1,5–2,0 км соответственно. Внутреннее устройство бассейнов третьего типа зависит от степени флювиальной переработки ледникового рельефа: в бассейнах первого подтипа основная аккумуляция происходит в пределах конусов выноса (дальность выноса современных селевых отложений за пределы гор составляет до 1,0 км, голоценовых – до 2,0–2,3 км), в то время как в бассейнах второго подтипа основная часть аккумулятивных селевых тел сосредоточена во внутренней части долин, а наиболее активная транспортировка селевого материала в бассейнах этого подтипа осуществляется водотоками малых порядков, дренирующими не днище, а склоны троговых долин. При этом примерно в пятой части бассейнов второго подтипа наблюдаются голоценовые конусы выноса, тяготеющие ближе к устьевой части трогов. Такое строение бассейнов может означать, что в современных климатических условиях из-за сравнительно небольших (до 4–6°) средних значений крутизны тальвегов водотоков и в целом вогнутого продольного профиля водосборов энергии селевых потоков не хватает для выноса материала в устьевые части троговых долин.

Благодарности. Работы выполнены в рамках темы госзадания №121040100323-5 «Эволюция природной среды в кайнозое, динамика рельефа, геоморфологические опасности и риски природопользования» при финансовой поддержке РФФИ (проект №17-05-00630-а).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Вацалова Т.В. Палеогеографический подход к реконструкции активности снежных лавин в целях долгосрочного прогноза (на примере Хибин). Оценка и долгосрочный прогноз изменения природы гор. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1987. С. 120–128.
- Вацалова Т.В., Фрейдлин В.С., Кожемякин А.Н., Бударина О.И. Периоды схода и основы прогноза водоснежных потоков в горах Северо-Востока СССР. Проблемы противоселевых мероприятий. Алма-Ата: Казах. пед. ин-т, 1988. С. 110–120.
- Водоснежные потоки Хибин / под ред. А.Н. Божинского, С.М. Мягкова. М.: Географический факультет МГУ, 2001. 167 с.
- Демидов В.Э., Демидов Н.Э. Криогенные процессы, явления и связанные с ними опасности в районе российского рудника Баренцбург на архипелаге Шпицберген // Геориск. 2019. № 14. С. 48–62. DOI: 10.25296/1997-8669-2019-13-4-48-62.
- Голубев Г.Н., Лабутина И.А. Дешифрирование селей высокогорий по аэрофотоснимкам // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. Геогр. 1966. № 1. С. 48–53.
- Грязнов О.Н., Мартыненко М.С., Петрова И.Г. Факторы инженерно-геологических условий коридора трассы Полярно-Уральской железной дороги (восточный склон Урала) // Известия Уральского гос. ун-та. 2016. № 4(44). С. 25–30. DOI 10.21440/2307-2091-2016-4-25-30.
- Евзеров В.Я. Краевые образования покровного и горного оледенений в районе Сейдозерской котловины Ловозерского горного массива на Кольском полуострове // Геоморфология. 2010. № 2. С. 55–59.
- Евзеров В.Я., Николаева С.Б. Первый опыт реконструкции поверхности ледникового покрова в различные стадии оледенения (на примере района Хибинских и Ловозерских тундр на Кольском полуострове) // Вестн. ВГУ. Сер. Геология. 2010. № 1. С. 54–59.
- Мочалов В.П., Горин А.В. Водоснежный поток 5 июня 1991 г. на р. Кекурной. Селевые потоки. Сб. 12. М.: Гидрометеиздат, 1992. С. 127–133.
- Нефедов В.Н., Кузнецов К.Л. Водоснежные потоки Магаданской области. Селевые потоки. Л.: Гидрометеиздат, 1983. С. 106–112.
- Перов В.Ф. Селеведение: учеб. пособие. М.: Географический факультет МГУ, 2012. 274 с.
- Перов В.Ф. Селевые явления западной части плато Путорана. Проблемы противоселевых мероприятий. Алма-Ата: Казахстан, 1981. С. 212–219.
- Перов В.Ф. Селевые явления. Терминологический словарь. М.: Изд-во МГУ, 2014. 71 с.

- Перов В.Ф., Бударина И.О., Черноморец С.С., Савернюк Е.А. Сели. Экологический атлас России. М.: Фео-рия, 2017. С. 250–250.
- Познанин В.Л. Сели северной части Полярного Урала. Изучение и охрана гидросферы. М.: Наука, 1975. С. 10–11.
- Садов А.В. Аэрометоды изучения селей. М.: Недра, 1972. 126 с.
- Сапунов В.Н. Водоснежные потоки и их место в ряду сходных разрушительных явлений // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. Геогр. 1985. № 6. С. 31–37.
- Семенова Л.Р. Ледниковая геология Кольского полуострова (поздний неоплейстоцен): автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. СПб., 2004. 36 с.
- СП 116.13330.2012. Инженерная защита территорий, зданий и сооружений от опасных геологических процессов. Основные положения. Актуализированная редакция СНиП 22-02-2003. Введ. 2013-01-01. М.: Изд-во стандартов, 2013. 27 с.
- Ходаков В.Г., Ильина Е.А. Снежно-ледовые явления на Полярном Урале // Материалы гляциологических исследований. Вып. 65. 1989. С. 110–118.
- Bernhardt H., Reiss D., Hiesinger H., Hauber E., Johnsson A. Debris flow recurrence periods and multi-temporal observations of colluvial fan evolution in central Spitsbergen (Svalbard), *Geomorphology*, 2017, no. 296, p. 132–141.
- Garankina E., Belyaev V., Romanenko F., Ivanov M., Kuzmenkova N., Gurinov A., Tulyakov E. Magnitude and frequency of debris and slush flows in the Khibiny mountain valleys, Kola peninsula, NW Russia, *Proceedings of the International Association of Hydrological Sciences*, 2019, no. 381, p. 37–47.
- Hestnes E. Slushflow hazard-where, why and when? 25 years of experience with slushflow consulting and research, *Annals of Glaciology*, 1998, no. 26, p. 370–376.
- Nyberg R. Observation of slushflows and their geomorphical effects in the Swedish mountain area, *Geografiska Annaler, Series A, Physical Geography*, 1989, vol. 71, no. 3, p. 185–198.
- Turcotte B., Morse B., Ancil F. Observed impact on the cryologic regime of stream channels, 68th Eastern Snow Conference (Montreal, 11–14 June 2011), Montreal, McGill University Publ., 2011, p. 93–104.

Поступила в редакцию 19.10.2020

После доработки 15.07.2021

Принята к публикации 27.09.2021

GEOMORPHOLOGIC POSITIONS OF DEBRIS FLOW BASINS IN THE LOVOZERSKIYE TUNDRA MOUNTAINOUS AREA

A.I. Rudinskaya¹, Y.R. Belyaev², V.R. Belyaev³, A.L. Gurinov⁴, E.V. Garankina⁵

^{1–3, 5} Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Department of Geomorphology and Paleogeography

¹ Institute of Geography RAS, Laboratory of Environmental Paleoarchives, Engineer-Researcher

⁴ RUDN University, Agrarian and Technological Institute, Scientific center "Smart technologies for sustainable development of the urban environment in the context of global changes"

⁴ Institute of Geography RAS, Laboratory of Geomorphology

¹ Post-graduate student; e-mail: rudinskaya94@gmail.com

² Associate Professor, Ph.D. in Geography; e-mail: yrbel@mail.ru

³ Makkaveev Laboratory of Soil Erosion and Fluvial Processes, Leading Scientific Researcher, Ph.D. in Geography; e-mail: vladimir.r.belyaev@gmail.com

⁴ Junior Scientific Researcher, Ph.D. in Geography; e-mail: gurinov.artem@gmail.com

⁵ Senior Scientific Researcher, Ph.D. in Geography; e-mail: evgarankina@gmail.com

The Lovozerskiye Tundra mountainous area belongs to the northern zone of debris flow formation. The territory is characterized by an average degree of debris flow hazard. We defined 35 debris flow basins in the Lovozerskiye Tundra using the remote-sensing data and field survey. Depending on their geomorphologic position, the debris flow basins were divided into the following groups: 1) catchment areas of temporary streams on the outer slopes of the massif; 2) catchment areas that include erosional (tectonic-erosional) valleys of permanent streams and adjacent slopes of interfluvies; 3) catchment areas taking over the complexes of glacial landforms (kars, cirques and troughs) and adjacent slopes of interfluvies. Basins of the third type were divided into two subtypes: catchment areas taking over the complexes of glacial landforms with a significant degree of fluvial reworking and adjacent slopes of interfluvies (first subtype) and catchment areas taking over the complexes of glacial landforms with a slight degree of fluvial reworking and adjacent slopes of interfluvies. Almost half of the debris flow basins in the Lovozerskiye Tundra massif belong to the second type of catchment areas, and about 40% to the third type of catchment areas with a slight degree of fluvial reworking of glacial landforms (second subtype). We selected the most representative basin in each type (subtype) for a detailed de-

scription of its geomorphologic structure and debris flow morphodynamic zones. A comparative analysis of the inner structure of basins belonging to different types allowed finding a relation between the morphodynamic zones of debris flow basins and their geomorphologic positions. The basins of the first and second types are characterized by larger accumulation of debris-flow material within the cones. The same situation is typical for basins of the third type with a significant degree of fluvial reworking. The largest accumulative bodies in the third type basins with the slight degree of fluvial reworking are concentrated within the inner part of the valleys.

Keywords: debris flows, slushflows

Acknowledgement. The work was carried out according the topic of the state assignment №121040100323-5 (Cenozoic evolution of the environment, the dynamics of the relief, geomorphological hazards and risks of land-use) and financially supported by the Russian Foundation for Basic Research (project 17-05-00630-a).

REFERENCES

- Bernhardt H., Reiss D., Hiesinger H., Hauber E., Johnsson A. Debris flow recurrence periods and multi-temporal observations of colluvial fan evolution in central Spitsbergen (Svalbard), *Geomorphology*, 2017, no. 296, p. 132–141.
- Demidov V.E., Demidov N.E. Kriogennyye protsessy, yavleniya i svyazannyye s nimi opasnosti v raione rossiiskogo rudnika Barentsburg na arhipelage Shpitsbergen [Cryogenic processes, phenomena and associated hazards within the area of the Russian Barentsburg mine on the Svalbard Archipelago], *Georisk*, 2019, no. 14, p. 48–62, DOI: 10.25296/1997-8669-2019-13-4-48-62. (In Russian)
- Garankina E., Belyaev V., Romanenko F., Ivanov M., Kuzmenkova N., Gurinov A., Tulyakov E. Magnitude and frequency of debris and slush flows in the Khibiny mountain valleys, the Kola Peninsula, NW Russia, *Proceedings of the International Association of Hydrological Sciences*, 2019, no. 381, p. 37–47.
- Golubev G.N., Labutina I.A. Deshifirovanie selei vysokogorii po aerofotosnimkam [High Mountain debris flow interpretation using aerial photographs], *Vestn. Mosk. un-ta, Ser. 5, Geogr.*, 1966, no. 1, p. 48–53. (In Russian)
- Gryaznov O.N., Martynenko M.S., Petrova I.G. Faktory inzhenerno-geologicheskikh uslovii koridora trassy Polyarno-Ural'skoi zheleznoi dorogi (vostochnyi sklon Urala) [Factors of engineering and geological conditions of the corridor of the Polar-Ural railway (eastern slope of the Urals)], *Izvestiya Uralskogo gos. un-ta*, 2016, no. 4(44), p. 25–30, DOI: 10.21440/2307-2091-2016-4-25-30. (In Russian)
- Hestnes E. Slushflow hazard-where, why and when? 25 years of experience with slushflow consulting and research, *Annals of Glaciology*, 1998, no. 26, p. 370–376.
- Hodakov V.G., Il'ina E.A. Snezhno-ledovyye yavleniya na Polyarnom Urale [Snow and ice phenomena in the Polar Urals], *Materialy gliachologicheskikh issledovaniy*, 1989, no. 65, p. 110–118. (In Russian)
- Mochalov V.P., Gorin A.V. [Slushflow occurrence on 5th July, 1991 on the Kekurnaya River], *Selevye potoki* [Debris flows], Moscow, Gidrometeoizdat Publ., 1992, no. 12, p. 127–133. (In Russian)
- Nefedov V.N., Kuznetsov K.L. [Slushflows in the Magadan region], *Selevye potoki* [Debris flows], Leningrad, Gidrometeoizdat Publ., 1983, p. 106–112. (In Russian)
- Nyberg R. Observation of slushflows and their geomorphical effects in the Swedish mountain area, *Geografiska Annaler, Series A, Physical Geography*, 1989, vol. 71, no. 3, p. 185–198.
- Perov V.F. [Debris phenomena in the western part of the Putorana Plateau], *Problemy protivoselevykh meropriyatii* [Debris flows control issues], Alma-Ata, Kazakhstan, 1981, p. 212–219. (In Russian)
- Perov V.F. *Selevedenie. Uchebnoe posobie* [Debris flow studies. Tutorial], Moscow, Moscow State University Publ., 2012, 274 p. (In Russian)
- Perov V.F. *Selevye yavleniya. Terminologicheskii slovar'* [Mudflow phenomena. Terminological dictionary], Moscow, Moscow St. Un-ty Publ., 2014, 71 p. (In Russian)
- Perov V.F., Budarina I.O., Chernomorets S.S., Savernjuk E.A. [Debris flows], *Ekologicheskij atlas Rossii* [Ecological Atlas of Russia], Moscow, Feerija Publ., 2017, p. 250–250. (In Russian)
- Poznanin V.L. [Debris flows of the northern part of the Polar Urals], *Izuchenie i ohrana gidrosfery* [Study and protection of the hydrosphere], Moscow, Nauka Publ., 1975, p. 10–11. (In Russian)
- Sadov A.V. *Aerometody izucheniya selei* [Aerial methods for studying debris flow], Moscow, Nedra Publ., 1972, 126 p. (In Russian)
- Sapunov V.N. *Vodosnezhnye potoki i ih mesto v rjadu shodnykh razrushitel'nykh javlenij* [Slushflows and their place among similar destructive phenomena], *Vestn. Mosk. Un-ta, Ser. 5, Geogr.*, 1985, no. 6, p. 31–37. (In Russian)
- Semenova L.R. *Lednikovaya geologiya Kol'skogo poluostrova (pozdnij neopleistotsen)* [Glacial geology of the Kola Peninsula (Late Neopleistocene)], Extended Abstract of Ph.D. Thesis in Geology and Mineralogy, St.-Peterburg, Russian Geological Research In-te Publ., 2004, 36 p. (In Russian)
- Turcotte B., Morse B., Ancil F. Observed impact on the cryologic regime of stream channels, 68th Eastern Snow Conference (Montreal, 11–14 June 2011), Montreal, McGill Un-ty Publ., 2011, p. 93–104.
- Vashchalova T.V. [Paleogeographic approach to reconstruct snow avalanche activity for long-term forecasting by example of Khibiny], *Otsenka i dolgosrochnyy prognoz izmeneniya prirody gor* [Assessment and long-term forecast of environmental changes of mountains], Moscow, MSU Publ., 1987, p. 120–128. (In Russian)
- Vashchalova T.V., Freidlin V.S., Kozhemyakin A.N., Budarina O.I. [Periods of slushflow occurrence and the basics of their forecast in the mountains of the North-Eastern USSR], *Problemy protivoselevykh meropriyatii* [Debris flow control issues], Alma-Ata,

- Kazakhstan national pedagogical in-te Publ., 1988, p. 110–120. (In Russian)
- Vodosnezhnye potoki Khibin* [Slushflows of the Khibiny Mountains], A.N. Bozchinsky, S.M. Miagkov (eds.), Moscow, Faculty of Geography, Moscow St. Un-ty Publ., 2001, 167 p. (In Russian)
- Yevzerov V.Ya. Kraevye obrazovaniya pokrovnogo i gornogo oledeneniya v raione Seidozerskoi kotloviny Lovozerskogo gornogo massiva na Kol'skom poluostrove [The ice-sheet and mountain glaciers marginal deposits in the area of Seidozerskaya depression (Lovozerky massive, Kola Peninsula)], *Geomorfologiya*, 2010, no. 2, p. 55–59. (In Russian)
- Yevzerov V.Ya., Nikolaeva S.B. Pervyi opyt rekonstruktsii poverkhnosti lednikovogo pokrova v razlychnye stadia oledeneniya (na primere raiona Khibinskikh i Lovozerskikh tundr na Kol'skom poluostrove) [The first experience in reconstructing the surface of glaciers at various stages of glaciation (case study of the region of the Khibinskiye and Lovozerskiye Tundry on the Kola Peninsula)], *Vestn. VGU, Ser. Geol.*, 2010, no. 1, p. 54–59. (In Russian)

Received 19.10.2020

Revised 15.07.2021

Accepted 27.09.2021