

УДК 551.435.5:551.4.012 (23.03)

ТЕМПЫ ДЕНУДАЦИИ В ПЕРИГЛЯЦИАЛЬНЫХ ОБЛАСТЯХ ВЫСОКОГОРИЙ: МЕТОДЫ И РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

© 2021 г. С. В. Харченко^{1,2,*}, А. В. Федин², В. Н. Голосов^{1,2}

¹ Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, географический факультет, Москва, Россия

² Институт географии РАН, Москва, Россия

*E-mail: kar4enkkoff@yandex.ru

Поступила в редакцию 22.12.2019 г.

После доработки 11.03.2020 г.

Принята к публикации 06.10.2020 г.

Перигляциальные области в горах характеризуются наиболее высокими темпами процессов денудации, что обусловлено активным физическим выветриванием, значительными уклонами и низким проективным покрытием растительности на поверхности склонов, характерными для этих областей. Ускоренное расширение перигляциальных областей, которое происходит в последние десятилетия, объясняется климатическими изменениями, способствующими таянию горных ледников. Совершенствование методической базы для изучения процессов трансформации рельефа, темпов различных экзогенных процессов и особенностей перераспределения материала по пути транспортировки наносов со склонов в днища долин постоянных водотоков повлекли резкий рост исследований по количественной оценке пространственно-временных изменений рельефа перигляциальной зоны в горах. В статье рассматриваются различные традиционные и современные методы и подходы к изучению рельефа перигляциальной зоны и его изменений. Они подразделены на две группы: методы стационарных и полустационарных наблюдений за экзогенными процессами и методы исследования перераспределения наносов на водосборах. Внутри каждой группы методов выделены различные направления, особое внимание уделено новейшим технологиям. Обобщены результаты наблюдений за темпами различных экзогенных процессов, происходящих в перигляциальной зоне. Показано, что интенсивность обвально-осыпных процессов зависит от литологии пород и частоты внутрисуточных переходов температуры воздуха через ноль градусов и изменяется в интервале от 0.02 до 1.6 мм/год. Лавинная абразия достигает 40–70 мм/год, что в пересчете на площадь склонового водосбора, в пределах которого сходят лавины, соответствует темпам денудации 0.01–0.05 мм/год в зависимости от снежности года. Максимальная интенсивность смыва характерна для склонов, сложенных мореной, где она достигает 100 мм/год в первые годы после таяния ледника, а через 50 лет замедляется до 7–10 мм/год. Основная часть наносов доставляется со склонов в днища долин при эпизодически формирующихся селях.

Ключевые слова: перигляциальная область, высокогорье, темпы денудации

DOI: 10.31857/S0435428121010065

ВВЕДЕНИЕ

Перигляциальные области — территории, находящиеся в зоне влияния покровных или горных ледников [1]. Это влияние подразумевает специфику климата, морфолитогенеза, ландшафта в целом. В англоязычной литературе часто также используется прилагательное “proglacial”, буквально “предледниковый”, находящийся перед кромкой ледника. Нет единого мнения о границах перигляциальных и прогляциальных зон и возможности использования каких-либо конкретных, выделяемых на местности или по дистанционным данным, маркеров этих границ. В некоторых работах [2] в качестве верхней границы прогляциальной зоны горных оледенений

принимается нынешняя граница ледникового покрова, нижней — линия максимального распространения более или менее четко идентифицируемой морены последнего ледникового максимума, например, для многих горных ледников Северной Евразии — Малого ледникового периода. Выделение прогляциальной зоны обусловлено спецификой и высокой интенсивностью процессов, протекающих на недавно освобожденной ото льда территории. В отличие от прогляциальной зоны, как правило, подразумевается, что перигляциальная зона — это территория, которая в недавнем геологическом прошлом испытывала на себе как прямое, так и косвенное влияние ледника, в том числе, например, воздействие водноледниковых потоков.

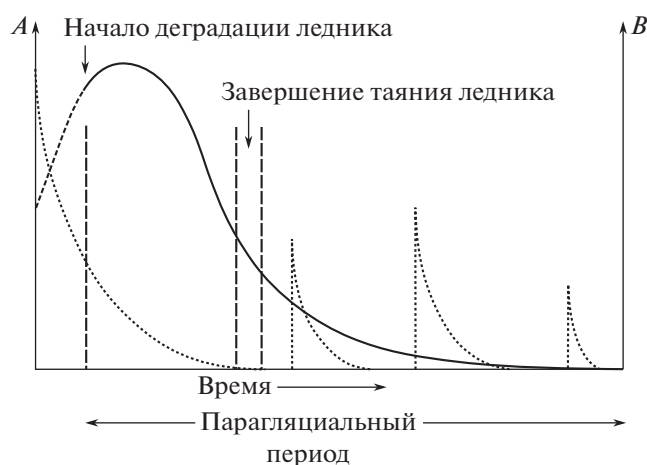


Рис. 1. Модели, иллюстрирующие реакцию водосбора на дегляциацию (по [3] с дополнениями). Сплошной черной линией показана классическая модель, предложенная [4], где доступность материала для эрозии (ось A) уменьшается со времени таяния ледника. Коротким пунктиром отражена интенсивность сноса материала (ось B) как предложено [5]. Видны эпизодические события, как во время, так и после дегляциации, вызванные, например, экстремальными ливнями [6].

Несмотря на существующую некоторую неопределенность в терминологии, эти две зоны имеют общие особенности.

Во-первых, это территории, многие составляющие ландшафта которых полностью или в значительной степени сформированы ледником, и могут использоваться как эталонные объекты для изучения развития рельефа и отложений после или во время снятия ледниковой “нагрузки”. Принципиальная смена набора экзогенных процессов на территории, длительное время находившейся в динамическом равновесии, после таяния ледника способствует резкой активизации темпов перераспределения наносов, которая прослеживается на относительно коротких промежутках времени (рис. 1). Синхронно наблюдаются начальные (в зависимости от времени таяния ледника) этапы формирования почвенного покрова и растительные сукцессии.

Во-вторых, с учетом развития высокоточных методов измерения абсолютных высот и расчетного компьютерного моделирования динамики земной поверхности, появляется возможность натурального количественного определения темпов денудации за относительно короткие временные интервалы и оценки вклада в них отдельных рельефообразующих процессов на фоне меняющихся глобального климата и местного перигляциального микроклимата, присущего конкретно исследуемому водосбору. Большой потенциал существует для апробации и полевой верификации

конкретных математических моделей и алгоритмов.

В-третьих, возможности освоения человеком высокогорной зоны предопределяются темпами денудации рельефа в ее пределах. Причем не только за счет катастрофического, импульсного преобразования поверхности, но и за счет фоновых, но, тем не менее, весьма быстрых в геологических масштабах времени изменений.

В данной статье дается всесторонний обзор современных представлений о количественной оценке денудации перигляциальной зоны, включая методы изучения интенсивности различных экзогенных процессов, их долевого вклада в суммарное перераспределение наносов на склонах и поступление в русла постоянных водотоков. Сводных исследований по данной проблеме опубликовано немного (далее ссылки по тексту), к тому же за последние годы, с развитием методов инструментальных измерений и дистанционного зондирования Земли, открылись совершенно новые возможности для актуализации и уточнения ранее полученных данных по темпам денудации и транзиту наносов на высокогорных водосборах. Почти не охвачены исследованиями рельефа и рельефообразования оказались перигляциальные области высокогорий российских горных систем, что, по мнению авторов, подчеркивает необходимость систематизации исследований по данной проблеме и для русскоязычной аудитории.

МЕТОДИЧЕСКИЕ ПОДХОДЫ

Стационарные и полустационарные исследования позволяют наблюдать процессы рельефообразования в условиях высокогорий во всей их сложности с учетом различных факторов морфолитогенеза. Опыт проведения стационарных геоморфологических исследований на территории бывшего СССР обобщил в 1992 г. Г.С. Ананьев [7]. Широко известны результаты работ Н.В. Хмелевой с коллегами [8, 9], касающиеся 25-летнего мониторинга осыпного склона в бассейне р. Жоеквара, а также транспорта наносов в русле р. Бзыбь в Абхазии. Стационарные исследования подразумевают заложение площадок наблюдения, мониторинг потоков воды и наносов, изменения отметок земной поверхности и др. В условиях гор стационарные наблюдения ведутся за различными группами процессов: эндогенными (сейсмическими), экзогенными (карстово-суффозионными, флювиальными, криогенными, лавинными, ледниковыми и др.), смешанными (склоновыми). Стационарные исследования геоморфологических процессов бывают нацелены как на решение фундаментальных (установление характерных скоростей протекания тех или иных процессов в различных природных условиях), так и конкретных прикладных задач (например, мониторинг

эрозии на сельскохозяйственных землях, геотехнический мониторинг примыкающих к дорогам склонов и др.).

Основные способы наблюдения за ходом геоморфологических процессов:

1) серии повторных съемок поверхности с земли или воздуха (аналоговое и цифровое фото, лазерное сканирование);

2) использование неподвижных реперов, от которых ведется отсчет перемещения “подвижных точек” в рельефе, например, вершин линейных эрозионных врезов, положений отдельных крупных обломков в морене горных ледников и т.д.;

3) фиксация положения обломочного материала на склонах с помощью окрашивания (например, серия параллельных линий вдоль простирания склона или ортогональная сетка) с последующим наблюдением за деформацией рисунка (возможно, с привлечением фотографирования с воздуха);

4) подсчет объема/массы взвешенных или влекомых наносов в руслах водотоков, а также ионного стока;

5) создание искусственных фиксированных поверхностей (пластиковых, тканевых) в основании склона, выступающих в качестве ловушек для осыпного, делювиального и другого материала;

6) установка в толще движущегося рыхлого чехла специальных трубок, шпилек и т.д. для получения эпюры вертикального распределения скоростей его смещения;

7) установка ультразвуковых, лазерных и др. датчиков мониторинга отметок поверхности с высоким разрешением во времени (например, 1 мин). Такие датчики позволяют отслеживать как состояние поверхности грунтовой толщи, так и, например, изменения уровня воды в выбранном створе водотока. Вкупе с датчиками скорости потока и при известной форме сечения русла это дает возможности практически непрерывно вести мониторинг расхода воды.

Особую роль в будущем стационарных геоморфологических исследований в высокогорье мы отводим новому направлению: использованию современных аппаратно-программных средств, обычно применяемых в любительской робототехнике (наиболее известна Arduino [10]), в комбинации с различными типами сенсоров. Например, возможно сооружение рамы с серией ультразвуковых дальномеров для наблюдения в реальном времени за изменениями отметок поверхности с точностью 1–3 мм и временной дискретизацией, зависящей исключительно от емкости аккумуляторных батарей и могущей достигать 1 с. Другой вариант — мониторинг смещений грунта в приповерхностном слое с помощью дат-

чиков наклона, установленных на вертикальные шпильки, помещенные в грунт на разную глубину. Возможна передача получаемых данных в режиме реального времени по радиоканалу на расстоянии, как минимум, до 1 км при использовании наиболее бюджетных радиомодулей вплоть до передачи в любую точку мира с помощью GSM-модуля в местах с устойчивым приемом сигнала сотовой сети. Это обеспечивает сохранность уже собранных данных в случае уничтожения сенсора стихией или населением. Помимо перечисленных достоинств, такие самодельные датчики весьма дешевы (порядка первых тысяч российских рублей за единицу).

К сожалению, существующие ряды стационарных наблюдений, как правило, коротки. Нормальными считаются ряды в 20–30 лет, более протяженные являются скорее исключением. В этой связи для объяснения современного рельефа часто бывает невозможно использовать текущие скорости протекания процессов, также невозможно отследить и как-то описать влияние климатических изменений на них. Важным параметром наблюдений является не только длина ряда, но и периодичность получения данных. Так, например, в работе З.А. Титовой [11] показано, что в разные сезоны года один и тот же элемент склона в горах может поочередно являться и зоной аккумуляции, и зоной сноса. Это невозможно отследить при редкопериодических стационарных наблюдениях.

В 1973 г. А.А. Клюкин и Е.А. Толстых опубликовали [12] свои результаты по оценке темпов общей денудации известняковых обрывов в Горном Крыму. Они проводили мониторинг состояния отдельных участков склона за 7 временных срезов с начала ноября 1967 г. протяженностью ровно 1 год. В числе прочего, ими получены результаты, свидетельствующие, например, о том, что интенсивность денудации этих обрывов не зависит ни от числа переходов температуры через 0°C, ни от длительности соответствующего периода, а только от наличия жидких осадков непосредственно перед началом заморозков. Сопоставить конкретные события отступания склона и конкретные метеорологические явления иным способом, кроме как путем стационарного мониторинга, вряд ли было бы возможно. Важность синхронных измерений различных параметров среды, в особенности метеорологических, и темпов течения рельефообразующих процессов подчеркивалась и в [13].

Относительно незатронутой до сих пор остается проблема организации комплексных стационарных исследований в пределах единой литодинамической единицы территории, например, речного бассейна. Мониторинг организуется, как правило, за какими-то конкретными процесса-

ми, в то время как учесть весь спектр основных рельефообразующих процессов даже на ограниченной территории обычно крайне затруднительно. В работе [14] по бассейну р. Протвы в Центральной России предпринята попытка учета вклада разных агентов денудации и аккумуляции на основе балансового подхода. Авторы показывают, что пульсационный характер некоторых процессов, как-то линейный рост оврагов или плоскостной смыв, может выражаться в том, что отдельные события приводят к сопоставимым или даже большим перестройкам рельефа, нежели его медленное видоизменение с фоновыми скоростями на длительных отрезках времени. В перигляциальных условиях высокогорий это соотношение может быть еще более сдвинуто в сторону рапидных изменений рельефа.

Космическая съемка (в т.ч. интерферометрическая) и аэрофотосъемка. Дистанционное зондирование Земли — традиционный метод изучения и картографирования высокогорных прогляциальных ландшафтов. Особенно востребованы мультиспектральная съемка с последующим синтезом изображений в квазистественных цветах для визуального дешифрирования, радиолокационная интерферометрическая съемка и аэрофотосъемка с пилотируемых и, все чаще, беспилотных летательных аппаратов с последующим построением цифровых моделей местности (ЦММ) и ортофотопланов.

Визуальное дешифрирование космо- и аэроснимков является широко распространенным способом получения информации о дифференциации по территории различных геоморфологических процессов. Те изменения рельефа, которые не сопровождаются возникновением в ландшафте видимых следов смещений поверхности, не могут быть замечены и окомурены. В первую очередь, “невидимыми” для интерпретатора космических снимков остаются процессы, происходящие на задернованных и залесенных площадках, за исключением разве что процессов блокового движения, когда мощности затронутого перемещением слоя столь велики, что вместе с корневой системой переносятся целые деревья. Даже на оголенных участках могут быть не замечены, например, процессы медленного смещения рыхлого чехла на склонах. В свою очередь, если снос, транзит или аккумуляция материала оставляют какие-либо следы, способные быть дешифровочными признаками, то таковые могут использоваться для восстановления тех или иных рельефообразующих событий. Несмотря на то, что первые работы, посвященные геоморфологическому дешифрированию аэро- и космических снимков, появились почти 80 лет назад [15, 16], в связи со все возрастающей детальностью и разнообразием (табл. 1) данных дистанционного зондирования интерес в этой области не ослабевает.

Дешифровочные признаки геоморфологических процессов в условиях высокогорий подробно описаны в целом ряде работ. Горизонтальным русловым деформациям посвящена работа [18], оползням — [19], крипу — [20, 21].

Все больше распространяется метод аэрофотосъемки с беспилотных летательных аппаратов (БПЛА). Как правило, при работе с легкими гражданскими БПЛА исследователь имеет возможность за съемочный день отснять в лучшем случае несколько квадратных километров территории, но с высокой детальностью: при съемке с высоты 100 м с широко известных аппаратов мультироторного типа DJI Phantom 3 и Phantom 4 можно получить ортофотоплан и ЦММ разрешением до 3–5 см. Материалы подобной детальности пока принципиально невозможно извлечь из космических снимков, а при использовании аэрофотосъемки на пилотируемых летательных аппаратах это весьма дорого.

Метод InSAR (радарной интерферометрии) хорошо зарекомендовал себя для целей картографирования смещений земной поверхности в условиях высокогорья, где нет плотной древесной растительности, а сама интенсивность этих смещений достаточно высока. В зависимости от технических характеристик каждого конкретного спутника, производящего интерферометрическую съемку, минимальная величина детектируемых изменений может быть от нескольких сантиметров до миллиметров [22, 23]. Среди ограничений этого метода: для мониторинга изменений отметок поверхности грунта корректно использовать только бесснежный период. Кроме того, возможно, что позиция интересующего участка будет неудачно расположена относительно трассы спутника, а расчленение рельефа столь велико, что площадь полностью или частично попадет в слепое пятно съемки [24]. Также существенно меньшей точности будут результаты, полученные для склонов, протянутых в направлении вдоль трассы спутника. Например, если спутник перемещается с востока на запад, то склоны южных и северных экспозиций будут сняты менее точно.

Неоднократно осуществлялись попытки сопоставить получаемые величины изменений поверхности (и конкретные границы каждого смещения) с данными наземного GPS-мониторинга, повторной стереографической аэрофотосъемки и т.д. (например, в регионе Вале, Альпы [25]); чаще всего результаты были весьма обнадеживающими. Как правило, данные картографирования изменений отметок поверхности соотносят со схемами визуального геоморфологического дешифрирования разновременных снимков в видимом диапазоне спектра. Это позволяет хотя бы в части случаев понять, с каким геоморфологическим процессом связаны перемещения.

Таблица 1. Хронология событий в области дистанционного зондирования Земли, оказавших влияние на методику геоморфологических наблюдений (по [17], с дополнениями и исправлениями)

Год	Событие
1972	Запущен спутник Landsat-1 (первоначальное название ERTS или Earth Resources Technology Satellite 1)
Середина 1970-х	Создание первых ЦМР в USGS (United States Geological Survey)
1977–1985	Начало периода широкого распространения персональных компьютеров в разных странах
1982	Выпуск первой версии ESRI Arc Info GIS
1986	Первые космические снимки высокого (10 м) разрешения – SPOT 1
1986	Возможность создания ЦМР по стереопарам SPOT 1
Конец 1980-х	Начало развития технологии лазерного сканирования
1991	Первые однометровые аэрофотоснимки (цифровые ортофотопланы), выпущенные USGS
1992	Создан первый GPS-приемник геодезической точности, работающий в режиме RTK
Конец 1990-х	Лидарные ЦММ и ЦМР становятся доступны на коммерческой основе
1993	Вывод на орбиту последнего (24-го) спутника NavStar (GPS)
1996	Завершено создание ЦМР GTOPO 30
1998	Работы по изучению возможностей лидарных и интерферометрических данных для создания ЦМР (USGS)
1999	Территория США полностью покрыта ЦМР 30-метрового разрешения
2000	Территория США полностью покрыта аэрофотосъемкой высокого разрешения
2000	Снятие ограничения на точность для гражданских GPS-приемников
Начало 2000-х	Работы по созданию первой глобальной ЦМР – SRTM (1")
2002	Съемка SPOT 5 с разрешением 2.5 м
2007	Завершено создание бесшовного 10-метрового покрытия ЦМР территории США
2009	Первая реализация данных ASTER GDEM (1")
2014	Запуск Sentinel-1 и начало получения интерферометрических данных среднего и высокого разрешения
2015	Начало работ по созданию ArcticDEM (2м)
2016	Реализация данных ALOS World 3D (1")
2019	Завершена первая версия Reference Elevation Model of Antarctica (8 м)

Есть успешные примеры применения данных радарной интерферометрической съемки для установления темпов смещения русел горных водотоков [26, 27], темпов смещения почвогрунтов, ускоренного климатическими изменениями и таянием мерзлоты [28], оползней [29].

Цифровое моделирование рельефа и численная симуляция. Сегодня для создания высокоточных и детальных цифровых “слепков” земной поверхности все чаще используются такие методы, как лазерное сканирование (наземное [30] и воздушное [31]) и стереофотограмметрия на данных, полученных с легких “бытовых” БПЛА (подход “структура из движения” – “structure from motion” [32]). При наличии как минимум пары цифровых моделей высот на одну и ту же территорию, но за разные временные срезы, можно судить об объемах переноса материала в некоторых пространственных границах в пределах погрешности съемки. В целом, чем более значительны изме-

нения поверхности – тем надежнее (при фиксированной инструментальной погрешности) идентифицируются ареалы этих перемещений и их объемы [33]. Примеры использования разновременных ЦМР для мониторинга денудации рельефа в перигляциальной зоне в настоящее время достаточно многочисленны (например, [34]). Успешный опыт картографирования и оценки суммарной денудации перигляциального пояса Центральных Альп представлен в работе [2]. На основе обработки ЦМР и использования количественных оценок темпов различных экзогенных процессов им удалось оценить темпы современной денудации данной территории в 0.3 мм/год.

Важнейшее значение с развитием вычислительной техники приобретают методы численного моделирования, или симуляции, – аналитические (преимущественно модели развития склонов разных морфодинамических типов) и статистические (модели вероятности проявления

по территории тех или иных явлений или процессов, чаще всего — рапидных). Основы метода численного расчетного моделирования сведены воедино в [35]. Все подобные модели, как правило, основаны на балансовом допущении, т.е. предполагается, что морфология склона изменяется при сохранении в пределах расчетных границ начального объема грунта.

В некоторых работах [36] указывается на чрезвычайную сложность создания физически адекватной модели, учитывающей различия в характере процессов денудации в разные сезоны года в горах умеренного климата с относительно продолжительной снежной зимой с промерзанием грунтов и жарким летом. Периодичная смена спектра и режимов экзогенных процессов позволяет адекватно численными методами воспроизводить темпы денудации и аккумуляции лишь в однородных внешних условиях. При использовании численного моделирования крайне важна калибровка создаваемых моделей на одном или нескольких ключевых участках. Причем данные для калибровки следует собирать в течение нескольких сезонов, чтобы минимизировать влияние межгодовой изменчивости в интенсивности экзогенных процессов и их предикторов. Кроме того, полезным представляется использование стохастического подхода, особенно это касается путей доставки рыхлого обвального-осыпного субстрата в более низкие части водосбора, что позволяет учесть возможные погрешности в используемых цифровых моделях рельефа (например, случайное блуждание с последующей оценкой весов вероятных траекторий доставки применялось в [37]).

Особую группу работ в области численного динамического моделирования рельефа составляют расчеты связности (“connectivity”) литодинамических потоков — параметра, отражающего не интенсивность подготовки материала на водосборе, не темпы денудации как таковые, а вероятность того, что объем рыхлого материала, попавший на единичную площадку (например, пиксел ЦМР), будет вынесен с нее далее вниз эрозионными или склоновыми процессами. Наиболее известная модель, применяемая в крупном масштабе для высокогорных прогляциальных водосборов, описана в [38].

Картографирование рельефа. Для оценки трансформации рельефа, выявления путей доставки наносов со склонов водосбора в днище речных долин и оценки баланса наносов на водосборах перигляциальной зоны ключевое значение имеет картографический подход. Значимость картографического подхода многократно возрастает в настоящее время, когда происходит активное таяние горных ледников, что способствует постоянному расширению перигляциальной зо-

ны за счет освобождения ото льда участков склонов и днищ долин и одновременно ускоренными темпами идет активное закрепление поверхности почвы травянистой растительностью в пределах территорий, освободившихся ото льда несколько десятилетий назад. Фактически, перигляциальная зона малых речных водосборов высокогорий непрерывно видоизменяет как свои границы, так и собственно рельеф внутри самой зоны [39]. Основой для геоморфологического картографирования приледниковых речных бассейнов служат аэрофотоснимки [39, 40], космоснимки высокого разрешения [40] и, в последние годы, БПЛА, которые чаще используются для картографирования отдельных склоновых водосборов, днищ и других элементов речных долин [41]. Наиболее продуктивный подход для оценки распространения по площади различных экзогенных процессов и их вклада в суммарную денудацию заключается в составлении серии специализированных геоморфологических карт: (1) современных экзогенных процессов с выделением участков сноса и переотложения материала [42, 40]; (2) морфодинамической, на которой показаны области денудации, транзита и аккумуляции материала, которые при наличии сведений о темпах процессов могут отражать и долевого вклад различных склоновых водосборов в суммарный вынос материала со склонов в днище речной долины и собственно постоянный водоток [43]; (3) источников наносов, которые отражены в пределах выделенных элементов рельефа междуречий (склоновых водосборов и собственно склонов, опирающихся на днище долины [44]). Использование данных карт в сочетании с проведением полевых наблюдений на исследуемых водосборах позволяет: оценить долю материала, переотложившегося внутри водосбора и вынесенного за его пределы [45]; определить временной тренд соотношения эрозии и аккумуляции на водосборе за длительные интервалы времени [39, 46]; оценить распределение по площади и объем материала, накопившегося в пределах аккумулятивных форм рельефа различного происхождения [47]. Таким образом, геоморфологическое картографирование в настоящее время является необходимым и, по сути, важнейшим элементом исследования денудационных процессов в пределах водосборных бассейнов перигляциальной зоны.

ТЕМПЫ ДЕНУДАЦИИ В ПЕРИГЛЯЦИАЛЬНЫХ ОБЛАСТЯХ ВЫСОКОГОРНОГО ПОЯСА

Набор основных экзогенных процессов, в совокупности определяющих темпы денудации в перигляциальных областях высокогорного пояса умеренных широт, достаточно стандартен и включает себя группы: гравитационных процес-

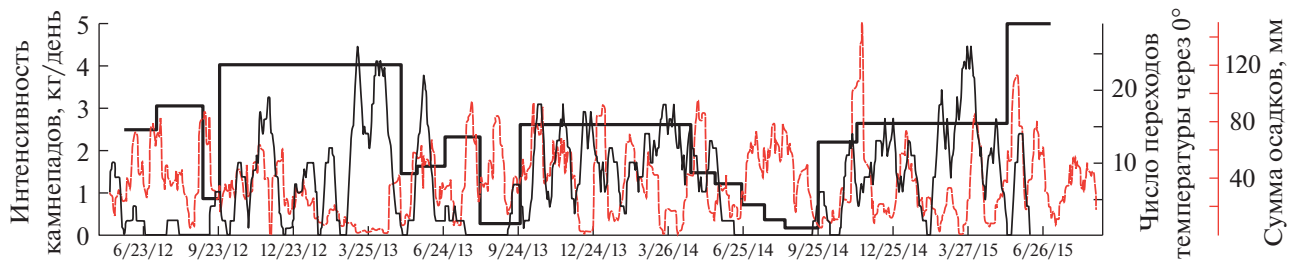


Рис. 2. Средние темпы обвальных процессов (кг/день) (по данным [48]) в связи с суммарным числом переходов температуры через 0° и суммарным количеством осадков за предшествующий двухнедельный период.

сов, способствующих, преимущественно, локальному перемещению материала; эрозионно-аккумулятивных процессов, включая процессы плоскостного смыва и линейного размыва и переотложения материала в делювиальных конусах выноса и шлейфах; криогенных процессов, охватывающих практически полностью перигляциальную зону высокогорий, и дефляционных процессов, самостоятельный вклад которых в суммарное перемещение материала достаточно трудно оценить в связи с высокой вариабельностью ветрового режима. Помимо механической денудации, также определенную роль играет и химическая денудация, вклад которой существенно варьирует для разных территорий в зависимости от литологического состава пород, слагающих конкретную территорию, и интенсивности экзогенных процессов.

К числу наиболее динамичных и одновременно хорошо изученных с точки зрения количественных оценок относятся обвально-осыпные процессы. Они в основном приурочены к выходам скальных пород, а интенсивность их проявления контролируется внутригодовыми изменениями физического выветривания и сейсмической активностью. Наибольшие темпы обвальных процессов в течение года отмечаются, как правило, в период снеготаяния (рис. 2). Это объясняется наиболее частыми переходами среднесуточной температуры через ноль градусов, что в условиях высокой увлажненности трещин в коренных породах ввиду таяния снега в дневное время суток способствует их активному росту. Ранее сходная зависимость темпов осыпания лёссов от внутрисуточного хода температуры и влажности была выявлена для низкогорной части Тянь-Шаня [49].

Повторяемость внутрисуточных переходов через ноль градусов растет с высотой. В пределах участков, расположенных на абсолютных высотах свыше 2500 м, уменьшается облачность, что увеличивает контрастность суточного хода температуры воздуха. Поэтому при прочих равных условиях повторяемость камнепадов также растет с высотой (рис. 3).

Тем не менее отчетливой корреляции темпов обвально-осыпных процессов с высотой над уровнем моря, а также другими топографическими параметрами (экспозиция склонов, длина и угол наклона обвально-осыпной стенки) не обнаруживается [50]. Другим важнейшим фактором, определяющим темпы обвально-осыпных процессов, является литология пород, включая степень их деформации при горообразовании и степень выветрелости, т.е., по сути, прочность породы. Литологический состав и происхождение пород влияют не только на темпы выветривания, но и на морфологию склонов перигляциальной зоны [2]. Именно поэтому темпы обвально-осыпных процессов могут на один-два порядка отличаться в пределах одной территории, изменяясь в интервале 0.02–1.6 мм/год [50–52].

Согласно имеющимся оценкам, вклад снежных лавин в перераспределение материала в пределах водосборов перигляциального пояса может быть сопоставим с вкладом обвально-осыпных процессов. Так, по результатам 4-летних наблюдений в Альпах выявлено, что темпы денудации коренных пород в лавинных лотках достигали 48 мм/год и 70 мм/год на участках склонов, покрытых рыхлообломочным материалом [53]. В пересчете на площадь склонового водосбора, в пределах которого сходят лавины, ежегодные темпы денудации варьируют в зависимости от снежности года в интервале 0.01–0.05 мм/год [54]. Следует отметить, что материал, транспор-

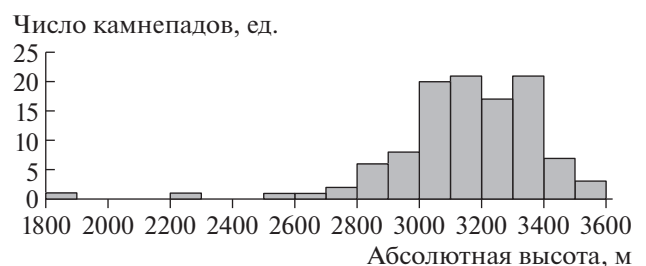


Рис. 3. Частота камнепадов (всего — 110 явлений) на разных высотных уровнях в краевой зоне ледника Kaunertal, Австрия (по [48]).



Рис. 4. Правая боковая морена ледника Джанкуат, изрезанная сетью эрозионных врезов (фото С.В. Харченко, 2019 г.).

тируемый лавинами, преимущественно доставляется в днище речной долины, а иногда и на основание противоположного склона, тогда как подавляющая часть обвального-осыпного материала аккумулируется в основании данного участка склона. Для перигляциальных зон в горах только в узких долинах (площадь их днищ, например, в Центральных Альпах составляет примерно половину от общей площади всех днищ долин, а длина — существенно больше половины от суммарной), поступление наносов со склонов водосборов является доминирующим источником питания рек наносами [2].

В отличие от обвального-осыпных процессов, внутригодовая динамика которых в перигляциальном поясе во многом контролируется сезонными изменениями влажности почвы и суточного хода температуры воздуха, денудационный эффект водно-эрозионных процессов определяется сочетанием нескольких независимых факторов. К ним относятся: противозерозионная устойчивость слагающего конкретный участок склона материала; время, прошедшее с момента предыдущего формирования поверхностного стока; интенсивность снеготаяния; влажность рыхлообломочной толщи в момент выпадения стокоформирующих дождей; слой и интенсивность жидких осадков. Наконец, для промоинной и овражной эрозии важную роль играет площадь водосбора. Разнообразие факторов, определяющих темпы эрозионных процессов, предопределяет их высокую пространственно-временную неравномерность в пределах водосборов малых рек перигляциальной зоны. Сезонные оценки соотношения эрозии и аккумуляции, выполненные для эрозируемого склона краевой морены на водосборе в Альпах, позволили количественно установить, что основной вынос материала происходит в лет-

нее время и связан с выпадением дождей со слоем более 20 мм. В зимне-весеннее время в основном происходит локальное перераспределение материала за счет процессов выветривания и осыпания [55]. Линейная эрозия в перигляциальном поясе гор наиболее интенсивно протекает на склонах, сложенных моренными отложениями, что обусловлено сочетанием больших уклонов и низкой (по сравнению с выходами коренных пород и часто маломощным их элювием) противозерозионной устойчивостью морены. На склонах краевых морен возникает густая сеть линейных врезов, которые, по сути, трансформируют склон в бедленд (рис. 4).

Темпы врезания оврагов перигляциальной зоны, как и оврагов, развивающихся на равнинах, изменяются во времени. Но при этом основной рост объема идет за счет углубления овражного вреза, так как длина оврага ограничивается длиной склона, сложенного краевой мореной. На этапе активного роста врезание может достигать в среднем 100–110 мм/год [56], а затем по истечении примерно 50 лет начинается процесс его замедления до 7–10 мм/год с последующей стабилизацией оврагов примерно через 80–140 лет после начала роста, как правило, совпадающего со временем таяния ледника на данном участке долины [57].

Тем не менее наибольший вынос материала происходит при формировании на склонах водосборов селевых потоков, обусловленных выпадением экстремальных ливневой низкой повторяемости. Так, порядка 20% от суммарной денудации приледникового бассейна р. Джанкуат (Кавказ) в 2017 г. (суммарная измеренная денудация составила 1094 т/км² в год) было обусловлено формированием склонового селя при выпадении дождя интенсивностью 87 мм в сутки [58]. Следует отметить, что подобно другим экзогенным процессам, значительная часть эродируемого материала преотлагается в пределах водосбора по пути транспортировки — в конусах выноса, шлейфах, а также локальных понижениях рельефа. Несомненно, именно процессы водной эрозии вносят основной вклад в перемещение материала различного генезиса со склонов водосборов в русла рек перигляциальной зоны. Тем не менее во многих случаях даже при использовании современных методов оценки темпов денудации весьма сложно выделить их самостоятельный вклад в суммарную денудацию водосбора.

Крип и солифлюкция распространены, по сути, по всей площади водосборов перигляциальной зоны за исключением выходов скальных пород и русел рек, а также поверхностных водоемов. Скорости смещения материала при крипе неравномерны по глубине рыхлообломочной толщи и максимальны в приповерхностном слое. Много-

летние результаты мониторинга крипа с использованием метода Янга на плато Бичесын (Северо-Западный Кавказ) показывают, что максимальные скорости смещения материала (2.6–4.2 мм/год в зависимости от крутизны склона) приурочены к верхним 30 см, существенно затухая по глубине. Средние скорости смещения материала по склону всей рыхлообломочной толщи (мощность около 60–90 см) составляют 0.6–2.4 мм/год [59]. Скорости солифлюкции в среднем на порядок выше: они колеблются в интервале 2–6 см/год [60, 61]. При этом при солифлюкции смещается только верхний – 30–40 см – слой. Процессы крипа и солифлюкции стимулируют формирование оползней и сплывов, когда толща мощностью до 0.5 м смещается на 0.5–1.5 м и более за одно событие [59, 61].

На основе оценки стока наносов по существу невозможно определить темпы денудации перигляциального пояса, так как сток наносов рек высокогорной зоны включает и вынос материала с части речного водосбора, занятого ледником. Пропорциональный вклад стока наносов, формирующегося за счет подледникового стока, стока с поверхности ледника и бассейновой составляющей, образующейся в результате развития различных экзогенных процессов на склонах перигляциальной части речного водосбора, может быть определен при наличии двух измерительных створов: на выходе стока из-под ледника и ниже по течению. Кроме того, понятно, что долевого вклада различных источников в сток наносов реки зависит от соотношения площади водосбора, занятого ледником, и внеледниковой части выше измерительного створа, а также долей перемещенного в пределах склонов перигляциальной зоны экзогенными процессами материала, которая была доставлена непосредственно в русло водотока. Последнее зависит от ширины днища речной долины на участке пересечения рекой перигляциальной зоны. Разумеется, для узких речных долин характерен высокий коэффициент доставки наносов со склонов в русла рек, тогда как для широких долин, напротив, более типично переотложение значительных объемов материала в шлейфах и конусах выноса. Интересно, что для перигляциальной зоны Центральных Альп в целом площади склонов, примыкающих к узким и широким участкам речных долин, достаточно близки и составляют 453 и 472 км² соответственно [2].

ОЦЕНКА ПЕРЕРАСПРЕДЕЛЕНИЯ НАНОСОВ НА СКЛОНАХ И ИХ ПОСТУПЛЕНИЯ В ПОСТОЯННЫЕ ВОДОТОКИ НА ВОДОСБОРАХ ПЕРИГЛЯЦИАЛЬНОЙ ЗОНЫ

В горах, в отличие от равнинных территорий, отнюдь не только водная эрозия отвечает за до-

ставку материала со склонов в постоянный водоток. Это существенно затрудняет оценку баланса наносов, рассчитанного с учетом перераспределения материала различными процессами денудации [62, 63]. Необходимо учитывать высокую динамичность процессов сноса и аккумуляции материала в перигляциальной зоне. В этой связи очень важную роль играет масштаб времени, для которого проводится оценка баланса наносов. Это предполагает подразделение участков переотложения материала на две группы: участки временной аккумуляции, где в ближайшие годы есть возможность вовлечения переотложившегося материала в дальнейший перенос, и участки длительной аккумуляции, где перемещение материала при данных ландшафтно-климатических и геолого-геоморфологических условиях считается невозможным [64]. Тем не менее следует учитывать определенную условность подобного разделения, так как для гор альпийской складчатости характерны активные сейсмические движения, способные существенно трансформировать рельеф и пробудить процессы на, казалось бы, стабильных склонах.

Возможны два основных подхода к оценке перераспределения наносов на высокогорных водосборах. Один из них базируется на результатах повторных съемок рельефа водосбора с высоким разрешением, что позволяет оценить зоны сноса и аккумуляции за сравниваемый временной интервал [65]. Другой предполагает проведение крупномасштабного геоморфологического картографирования водосбора с построением путей доставки наносов со склонов в постоянный водоток и вычислением коэффициентов доставки наносов [66, 67] или коэффициентов связности [68] между различными элементами рельефа с учетом доминирующего в пределах данного элемента рельефа экзогенного процесса. Каждый из данных подходов имеет свои достоинства и недостатки и может быть верифицирован только на основе инструментальных оценок интенсивности каждого из процессов денудации/аккумуляции [42]. Ряд исследователей выделяют обвальнo-осыпные, водно-эрозионные и селевые процессы и их сочетания в качестве основных механизмов доставки наносов в постоянные водотоки [69]. Мы полагаем, что подобное разделение во многом условно, с одной стороны, и не включает вклад ряда других механизмов доставки, с другой. Селевые потоки – это один из важнейших механизмов доставки подготовленного другими процессами материала в постоянный водоток. Однако по своей сути они представляют собой частный случай водно-эрозионного потока, перенасыщенного рыхлообломочным материалом. Формирование селей возможно при соблюдении двух условий: наличия поверхностного стока воды при выпадении значительного объема осадков и подготовленно-

го к перемещению материала, переотложившегося в понижения рельефа на пути движения концентрированного поверхностного стока. В тех случаях, когда подготовленного к перемещению рыхлообломочного материала недостаточно для насыщения потока до селевого при таком же объеме стока воды, доставка наносов идет по тем же каналам, что и при водной эрозии. Такие процессы, как солифлюкция и крип, охватывают весь рыхлый чехол, и именно они доставляют материал в области линейной эрозии. Считаем, что при оценках перераспределения материала в пределах водосборов перигляциальной зоны следует учитывать перемещение неконсолидированного чехла приповерхностных отложений процессами солифлюкции, крипа, а также каменными реками (курумами) и лавинами.

В настоящее время количественные оценки баланса наносов для водосборов малых рек высокогорной зоны достаточно редки. В первом приближении они дают представление о соотношении вклада различных источников в формирование стока наносов реки. Темпы экзогенных процессов различны. Для получения достоверных оценок медленных процессов (крип, солифлюкция) требуются десятилетия, в то время как для других достаточно нескольких лет. Используемое разными авторами осреднение на коротком интервале времени для длительных процессов содержит большие допущения, и только наличие долговременных исследований может дать приемлемую точность оценки скоростей [42, 62, 63, 70].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Перигляциальная зона высокогорного пояса Земли характеризуется высокой динамикой геоморфологических процессов, обусловленной контрастным рельефом, низким проективным покрытием растительности на склонах, благоприятными условиями для физического выветривания и формирования поверхностного стока. В связи с климатическими изменениями, способствующими ускорению таяния ледников, происходит увеличение площади данной зоны на водосборах малых рек с водно-ледниковым питанием, что ведет к росту стока наносов.

В последние десятилетия достигнут значительный прогресс в методах и технологиях количественной оценки изменений рельефа, темпов экзогенных процессов. Это выводит нас на новый уровень в понимании механизмов движения наносов на склонах бассейнов перигляциальной зоны, моделирования движения материала в системе склон — днище долины — русло реки (водоем). Наиболее значимый вклад в формирование стока наносов рек перигляциальной зоны оказывают экстремальные события, связанные со сходом се-

левых потоков, обусловленных выпадением дождей слоем свыше 20–30 мм на предварительно увлажненную почву. Формирование подобных селей ведет к значительным трансформациям рельефа, легко идентифицируемым по космическим снимкам. Их вклад в годовой сток наносов рек высокогорной зоны в отдельных случаях составляет более 50% годового стока. Однако пока накоплено недостаточно информации о повторяемости подобных событий.

Интенсивность водно-эрозионных процессов характеризуется высокой пространственно-временной неравномерностью, варьируя от 0.1 до 100 мм/год. Но именно склоновый сток воды наряду с морфологией днища речной долины определяет долю материала, доставляемого с площади водосбора в водотоки или водоем.

Вклад других экзогенных процессов в суммарную денудацию высокогорных водосборов определяется сочетанием нескольких факторов: интенсивностью процесса, площадью распространения и положением области его проявления относительно основных путей доставки наносов со склонов в водотоки временным поверхностным стоком. Исключением являются обвальнотопочные процессы, развивающиеся на подмываемых постоянными водотоками бортах долин и снежно-грязевые лавины, которые достаточно часто транспортируют рыхлообломочный материал непосредственно в днища долин.

Ранее считалось, что для перигляциальной зоны высокогорий характерны стабильно высокие коэффициенты доставки наносов со склонов в русла рек. Однако современные исследования на количественной основе, с использованием съемки с беспилотных летательных аппаратов, техник анализа трассеров в потоках наносов с разных частей водосбора (“фингерпринтинг”), полевой геоморфологической съемки с оконтуриванием областей денудации, транзита и аккумуляции, заставляют признать, что перемещение наносов в высокогорной зоне очень неоднородно и зависит от множества факторов. Морфология рельефа, климат и его изменения (в том числе наличие трендов в частоте экстремальных метеорологических событий), возможная антропогенная нагрузка и, что важно, фактор “времени” с момента дегляциации — на разных этапах развития прогляциального водосбора определяют как многолетнюю консервацию рыхлого субстрата, так и иногда быструю его доставку в речную систему.

БЛАГОДАРНОСТИ

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда (проект № 19-17-00181). Обзор методов стационарных и полустационарных геоморфологических исследований в горах выполнен по теме ГЗ № 0148-2019-0005 (AAAA-A19-119021990091-4).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Тимофеев Д.А., Втюрина Е.А. Терминология перигляциальной геоморфологии. М.: Наука, 1983. 232 с.
2. Carrivick J.L., Heckmann T., Fischer M., and Davies B. An inventory of proglacial systems in Austria, Switzerland and across Patagonia. T. Heckmann and D. Morche (Eds.). Geomorphology of proglacial systems. Landform and sediment dynamics in recently deglaciated alpine landscapes. Springer, 2018. P. 43–57.
3. Porter P.R., Smart M.J., and Irvine-Fynn T.D.L. Glacial sediment stores and their reworking. T. Heckmann and D. Morche (Eds.). Geomorphology of proglacial systems. Landform and sediment dynamics in recently deglaciated alpine landscapes. Springer, 2018. P. 157–176.
4. Church M. and Ryder J. Paraglacial sedimentation: a consideration of fluvial processes conditioned by glaciation. GSA Bulletin. 1972. Vol. 83. No. 10. P. 3059–3072.
5. Ballantyne C.K. A general model of paraglacial landscape response. Holocene. 2002. No. 12. P. 371–376.
6. Ballantyne C.K. Paraglacial geomorphology. Quaternary Science Reviews. 2002. No. 21. P. 1935–2017.
7. Ананьев Г.С. Стационарные исследования геоморфологических процессов на территории бывшего СССР // Геоморфология. 1992. № 4. С. 33–41.
8. Никулин Ф.В., Хмелева Н.В., Шевченко Б.Ф. Об изучении движения осыпи фотограмметрическим методом // Геоморфология. 1971. № 1. С. 103–110.
9. Хмелева Н.В., Шевченко Б.Ф. Результаты 25-летних наблюдений осыпи в долине р. Жокваара (Абхазия) // Геоморфология. 1992. № 1. С. 96–102.
10. Cameron N. Arduino Applied. Apress. 2019. 552 p. <https://www.apress.com/gp/book/9781484239599>
11. Титова З.А. Роль плоскостного смыва и регрессивной эрозии в рельефообразовании степного Забайкалья // Региональная геоморфология Сибири. Иркутск: Ин-т географии Сибири и Дальнего Востока СО АН СССР, 1973. С. 3–19.
12. Клюкин А.А., Толстов Е.А. Методика и первые результаты стационарных наблюдений за скоростью денудации известняковых обрывов в Горном Крыму // Геоморфология. 1973. № 4. С. 43–50.
13. Goudie A. Geomorphological techniques. 2nd edition. Routledge, 1990. 709 p.
14. Антонов С.И., Голосов В.Н. Особенности использования балансового подхода при стационарных исследованиях современных геоморфологических процессов в речном бассейне // Геоморфология. 1994. № 2. С. 63–71.
15. Smith H.T.U. Aerial photographs in geomorphic studies. Photogrammetric Engineering & Remote Sensing. 1942. Vol. 8. No. 2. P. 129–155.
16. Азбукина Е.Н. Дешифрирование аэрофотоснимков для геоморфологических исследований. Л.: ЛГУ, 1969. 64 с.
17. McDowell P.F. Geomorphology in the late twentieth century. Shroder J., Orme A.R., Sack D. (Eds.). Treatise on geomorphology. San Diego, CA: Academic Press, 2013. Vol. 1. The foundations of geomorphology. P. 108–123.
18. Hughes M., McDowell P.F., and Marcus W. Accuracy assessment of georectified aerial photographs: Implications for measuring lateral channel movement in a GIS. Geomorphology. 2006. Vol. 74. No. 1. P. 1–16.
19. Kääb A. Monitoring high-mountain terrain deformation from repeated air- and spaceborne optical data: examples using digital aerial imagery and ASTER data // ISPRS Journal of Photogrammetry and remote sensing. 2002. Vol. 57. No. 1–2. P. 39–52.
20. Paine D.P. and Kiser J.D. Aerial photography and image interpretation. 3rd edition. Hoboken: John Wiley & Sons, 2012. P. 656.
21. Kääb A., Haeberli W., and Gudmundsson G.H. Analyzing the creep of mountain permafrost using high precision aerial photogrammetry: 25 years of monitoring Gruben roch glacier, Swiss Alps. Permafrost and Periglacial Processes. 1997. Vol. 8. No. 4. P. 409–426.
22. Delaloye R., Lambiel C., Lugon R., Raetzo H., and Strozzi T. ERS InSAR for detecting slope movement in a periglacial mountain environment (western Valais Alps, Switzerland). Proceedings HMRSC-IX, Grazer Schriften der Geographie und Raumforschung. 2007. Vol. 43. P. 113–120.
23. Teshebaeva K., Ehtler H., Bookhagen B., and Strecker M. Deep-seated gravitational slope deformation (DSGSD) and slow-moving landslides in the southern Tien Shan Mountains: new insights from InSAR, tectonic and geomorphic analysis. Earth surface processes and landforms. 2019. Vol. 44. No. 12. P. 2333–2348.
24. Barboux C., Delaloye R., and Lambiel C. Inventorying slope movements in an Alpine environment using DInSAR. Earth surface processes and landforms. 2014. Vol. 39. No. 15. P. 2087–2099.
25. Barboux C., Delaloye R., Lambiel C., Strozzi T., Collet C., and Raetzo H. Surveying the activity of permafrost landforms in the Valais Alps with InSAR. Jahrestagung der Schweizerischen Geomorphologischen Gesellschaft. 2013. P. 7–19.
26. Smith L.C., Alsdorf D.E., Magilligan F.J., Gomez B., Mertes L.A., Smith N.D., and Garvin J.B. Estimation of erosion, deposition, and net volumetric change caused by the 1996 Skeiðarársandur jökulhlaup, Iceland, from synthetic aperture radar interferometry. Water Resour. Res. 2000. No. 36. P. 1583–1594.
27. Gomez B., Russell A.J., Smith L.C., and Knudsen O. Erosion and deposition in the proglacial zone: the 1996 jökulhlaup on Skeiðarársandur, southeast Iceland. The Extremes of the Extremes: Extraordinary Floods. IAHS Publication. 2002. Vol. 271. P. 217–221.
28. Strozzi T., Kääb A., and Frauenfelder R. Detecting and quantifying mountain permafrost creep from in situ inventory, space-borne radar interferometry and airborne digital photogrammetry. International Journal of Remote Sensing. 2004. No. 25. P. 2919–2931.
29. Eriksen H.Ø., Lauknes T.R., Larsen Y., Dehls J.F., Grydeland T., and Bunkholt H. Satellite and Ground-Based Interferometric Radar Observations of an active rockslide in Northern Norway. Engineering geology for society and territory. 2015. Vol. 5. P. 167–170.
30. Baewert H., Rascher E., and Morche D. Detecting surface changes of glaciofluvial deposits in an alpine proglacial area using terrestrial laser scanning. EGU

- General Assembly Conference Abstracts. 2013. Vol. 15. P. 9925.
31. Heckmann T., Haas F., Morche D., Schmidt K., Rohn J., Moser M., Leopold M., Kuhn M., Briese C., Pfeifer N., and Becht M. Investigating an Alpine proglacial sediment budget using field measurements, airborne and terrestrial LiDAR data. IAHS Publication. 2012. Vol. 356. P. 438–447.
 32. Fonstad M.A., Dietrich J.T., Courville B.C., Jensen J.L., and Carbonneau P.E. Topographic structure from motion: a new development in photogrammetric measurement. Earth surface processes and landforms. 2013. Vol. 38. No. 4. P. 421–430.
 33. Wang D. and Kääb A. Modeling glacier elevation change from DEM time series. Remote Sensing. 2015. Vol. 7. No. 8. P. 10117–10142.
 34. Schiefer E. and Gilbert R. Reconstructing morphometric change in a proglacial landscape using historical aerial photography and automated DEM generation. Geomorphology. 2007. Vol. 88. No. 1–2. P. 167–178.
 35. Трофимов А.М. Математическое моделирование в геоморфологии склонов. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1983. 218 с.
 36. Schindewolf M., Kaiser A., Neugirg F., Richter C., Haas F., and Schmidt J. Seasonal erosion patterns under alpine conditions: benefits and challenges of a novel approach in physically based soil erosion modeling // Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementary Issues. 2016. Vol. 60. No. 1. P. 109–123.
 37. Heckmann T., Hilger L., Vehling L., and Becht M. Integrating field measurements, a geomorphological map and stochastic modelling to estimate the spatially distributed rockfall sediment budget of the Upper Kaunertal, Austrian Central Alps. Geomorphology. 2016. Vol. 260. P. 16–31.
 38. Cavalli M., Trevisani S., Comiti F., and Marchi L. Geomorphometric assessment of spatial sediment connectivity in small Alpine catchments. Geomorphology. 2013. Vol. 188. P. 31–41.
 39. Micheletti N., Lambiel C., and Lane S.N. Investigating decadal-scale geomorphic dynamics in an alpine mountain setting. Geophysical Research: Earth Surface. 2015. Vol. 120. P. 2155–2175.
 40. Rainato R., Picco L., Cavalli M., Mao L., Neverman A., and Tarolli P. Coupling climate conditions, sediment sources and sediment transport in an alpine basin. Land degradation and development. 2018. Vol. 29. No. 4. P. 1154–1166.
 41. Ewertowski M.W., Tomczyk A.M., Evans D.J.A., Roberts D.H., and Ewertowski W. Operational framework for rapid, very-high resolution mapping of glacial geomorphology using low-cost unmanned aerial vehicles and structure-from-motion approach. Remote Sensing. Vol. 11. P. 65.
 42. Hilger L. Quantification and regionalization of geomorphic processes using spatial models and high-resolution topographic data: a sediment budget of the Upper Kauner Valley, Ötztal Alps. Doctoral Dissertation Cath. University of Eichstaett-Ingolstadt. 2017. P. 278. https://opus4.kobv.de/opus4-ku-eichstaett/files/381/fertig_pdf_a-1b.pdf
 43. Messenzehl K., Hoffmann T., and Dikau R. Sediment connectivity in the high-alpine valley of Val Muschans, Swiss National Park – linking geomorphic field mapping with geomorphometric modelling. Geomorphology. 2014. Vol. 221. P. 215–229.
 44. Theler D., Reynard E., Lambiel C., and Bardou E. The contribution of geomorphological mapping to sediment transfer evaluation in small alpine catchments. Geomorphology. 2010. Vol. 124. No. 3–4. P. 113–123.
 45. Laute K. and Beylich A.A. Environmental controls, rates and mass transfers of contemporary hillslope processes in the headwaters of two glacier-connected drainage basins in western Norway. Geomorphology. 2014. Vol. 216. P. 93–113.
 46. Ardelean A.C., Onaca A., Urdea P., and Sărășan A. Quantifying postglacial sediment storage and denudation rates in a small alpine catchment of the Făgăraș Mountains (Romania). Science of the Total Environment. 2017. Vol. 599. P. 1756–1767.
 47. Geilhausen M., Otto J.C., and Schrott L. Spatial distribution of sediment storage types in two glacier landsystems (Pasterze and Obersulzbachkees, Hohe Tauern, Austria). Journal of Maps. 2012. Vol. 8. No. 3. P. 242–259.
 48. Vehling L., Rohn J., and Moser M. Rockfall at Proglacial Rockwalls – A Case Study from the Kaunertal, Austria. Geomorphology of Proglacial Systems. Springer, 2019. P. 143–156.
 49. Голосов В.Н., Панин А.В. Осыпные процессы на склонах оврагов в низкогорной зоне Западного Тянь-Шаня // Геоморфология. 1988. № 3. С. 46–50.
 50. Moore J.R., Sanders J.W., Dietrich W.E., and Glaser S.D. Influence of rock mass strength on the erosion rate of alpine cliffs. Earth surface processes and landforms. 2009. Vol. 34. P. 1339–1352.
 51. Matsuoka N. and Sakai H. Rockfall activity from an alpine cliff during thawing periods. Geomorphology. 1999. Vol. 28. P. 309–328.
 52. Hales T.C. and Roering J.J. Climatic controls on frost cracking and implications for the evolution of bedrock landscapes. Geophysical Research. 2007. Vol. 112. <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/epdf/10.1029/2006JF000616>
 53. Sass O., Hoinkis R., and Wetzel K.F. A six-year record of debris transport by avalanches on a wildfire slope (Arnspitze, Tyrol). Geomorphology. 2010. Vol. 54. P. 181–193.
 54. Moore J.R., Egloff J., Nagelisen J., Hunziker M., Aerne U., and Christen M. Sediment transport and bedrock erosion by wet snow avalanches in the Guggigraben, Matter Valley, Switzerland. Arctic, Antarctic, and Alpine research. 2013. Vol. 45. P. 350–362.
 55. Dusik J., Neugirg F., and Haas F. Slope wash, gully erosion and debris flows on lateral moraines in the Upper Kaunertal, Austria. T. Heckmann and D. Morche (Eds.). Landform and sediment dynamics in recently deglaciated Alpine landscapes. Springer, 2018. P. 177–198.
 56. Curry A.M., Cleasby V., and Zukowskyj P. Paraglacial response of steep, sediment-mantled slopes to post-‘Little Ice Age’ glacier recession in the central Swiss Alps.

- Quaternary Science Reviews. 2006. Vol. 12. No. 3. P. 211–225.
57. Curry A.M. Paraglacial modification of slope form. Earth surface processes and landforms. 1999. Vol. 24. P. 1213–1228.
 58. Tsyplenkov A., Vanmaercke M., Chalov S., and Golosov V. Suspended sediment budget and intra-event sediment dynamics of a small glaciated mountainous catchment in the Northern Caucasus. Journal of Soils and Sediments. 2020. Vol. 20. P. 3266–3281. <https://doi.org/10.1007/s11368-020-02633-z>
 59. Ажигиров А.А., Голосов В.Н. Оценка медленного смещения почвенно-грунтовых масс при инженерно-географических исследованиях // Геоморфология. 1990. № 1. С. 33–40.
 60. Gorbunov A.P. and Seversky E.V. Solifluction in the mountains of Central Asia: distribution, morphology, processes. Permafrost and periglacial processes. 1999. Vol. 10. P. 81–89.
 61. Matsuoka N. Solifluction and mudflow on a limestone periglacial slope in the Swiss Alps: 14 years of monitoring // Permafrost and periglacial processes. 2010. Vol. 21. P. 219–240.
 62. Beylich A.A. Geomorphology, sediment budget, and relief development in Austdalur, Austfirðir, East Iceland. Arctic, Antarctic, and Alpine research. 2000. Vol. 32. No. 4. P. 466–477.
 63. Beylich A.A. and Laute K. Sediment sources, spatiotemporal variability and rates of fluvial bedload transport in glacier-connected steep mountain valleys in western Norway (Erdalen and Bødalen drainage basins). Geomorphology. 2015. Vol. 228. P. 552–567.
 64. Fryirs K. and Brierley G.J. Variability in sediment delivery and storage along river courses in Bega catchment, NSW, Australia: implications for geomorphic river recovery // Geomorphology. 2001. Vol. 38. P. 237–265.
 65. Heckmann T. and Vericat D. Computing spatially distributed sediment delivery ratios: inferring functional sediment connectivity from repeat high-resolution Digital Elevation. Earth surface processes and landforms. 2018. Vol. 43. P. 1547–1554.
 66. Walling D.E. The sediment delivery problem. Hydrobiology. 1983. Vol. 65. P. 209–237.
 67. Голосов В.Н. Количественная оценка перераспределения наносов в верхних звеньях флювиальной сети: достижения и проблемы // Геоморфология. 2008. № 3. С. 29–37.
 68. Borselli L., Cassi P., and Torri D. Prolegomena to sediment and flow connectivity in the landscape: a GIS and field numerical assessment. Catena. 2008. Vol. 75. P. 268–277. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2008.07.006>
 69. Heckmann T., Schwanghart W. Geomorphic coupling and sediment connectivity in an alpine catchment – exploring sediment cascades using graph theory. Geomorphology. 2013. Vol. 182. P. 89–103.
 70. Warburton J. An alpine proglacial fluvial sediment budget. Geografiska Annaler. Series A. 1990. Vol. 72. No. 3–4. P. 261–272.

Denudation rates in the mountain periglacial regions: research methods and results

S. V. Kharchenko^{a, b, #}, A. V. Fedin^b, and V. N. Golosov^{a, b}

^aLomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Moscow, Russia

^bInstitute of Geography RAS, Moscow, Russia

[#]E-mail: xar4enkkoff@yandex.ru

Periglacial areas in the mountains are characterized by the highest denudation rates, which is due to active physical weathering, significant gradients and low projective vegetation coverage of the slopes of these areas. The accelerated expansion of periglacial areas that has taken place in recent decades is explained by climate changes that contribute to the melting of mountain glaciers. The improved methodology of studying the relief transformation processes, the rates of various exogenous processes, and the features of material redistribution along the pathways of sediment transportation from the slopes to the river valley bottoms contributed to a dramatic increase in quantitative assessment of spatio-temporal changes in the relief of the mountain periglacial zone. The article discusses various traditional and contemporary methods and approaches to studying the periglacial zone relief and its changes. They are divided into two groups: methods of stationary and semi-stationary observations of exogenous processes and methods for studying sediment redistribution in catchments. Various directions are highlighted within each group of methods, special attention is paid to the latest techniques. The results of observations of the rates of various exogenous processes occurring in the periglacial zone are generalized. It is shown that the intensity of rockfall-talus processes depends on lithology and frequency of daily air temperature fluctuation through zero °C and varies from 0.02 to 1.6 mm/year. Avalanche abrasion in avalanche trays reaches 40–70 mm/year. The rate depends on the area of the slope catchment, within which avalanches descend, and corresponds to the rate of denudation for the slope catchment equal to 0.01–0.05 mm/year. Maximum soil erosion rates are typical for young moraine slopes, where it reaches 100 mm/year in the first years after the glacier melts, and after 50 years slows down to 7–10 mm/year. The main flux of sediments is delivered from the slopes to the river bottoms by occasionally formed mudflows.

Keywords: periglacial zone, high mountains, erosion rate

ACKNOWLEDGMENTS

The study was funded by the Russian Science Foundation (No. 19-17-00181). The review of stationary and semi-stationary research techniques for geomorphological investigation of mountains was supported by the State Research Task No. 0148-2019-0005 (AAAA-A19-119021990091-4).

REFERENCES

1. Timofeev D.A. and Vtiurina E.A. *Terminologiya periglacial'noi geomorfologii*. (Terminology of the periglacial geomorphology.). M.: Nauka (Publ.), 1983. 232 p. (in Russ.)
2. Carrivick J.L., Heckmann T., Fischer M., and Davies B. An inventory of proglacial systems in Austria, Switzerland and across Patagonia. T. Heckmann and D. Morche (Eds.). *Geomorphology of proglacial systems. Landform and sediment dynamics in recently deglaciated alpine landscapes*. Springer, 2018. P. 43–57.
3. Porter P.R., Smart M.J., and Irvine-Fynn T.D.L. Glacial sediment stores and their reworking. T. Heckmann and D. Morche (Eds.). *Geomorphology of proglacial systems. Landform and sediment dynamics in recently deglaciated alpine landscapes*. Springer, 2018. P. 157–176.
4. Church M. and Ryder J. Paraglacial sedimentation: a consideration of fluvial processes conditioned by glaciation. *GSA Bulletin*. 1972. Vol. 83. No. 10. P. 3059–3072.
5. Ballantyne C.K. A general model of paraglacial landscape response. *Holocene*. 2002. Vol. 12. P. 371–376.
6. Ballantyne C.K. Paraglacial geomorphology. *Quaternary Science Reviews*. 2002. Vol. 21. P. 1935–2017.
7. Anan'ev G.S. *Stacionarnye issledovaniya geomorfologicheskikh processov na territorii byvshego SSSR*. (Stationary studies of geomorphologic processes in the former USSR territory). *Geomorfologiya (Geomorphology RAS)*. 1992. No. 4. P. 33–41. (in Russ.)
8. Nikulin F.V., Khmeleva N.V., and Shevchenko B.F. *Ob izuchenii dvizheniya osypy fotogrammetricheskim metodom* (On the study of the movement of rock waste by a photogrammetric method. *Geomorfologiya (Geomorphology RAS)*. 1971. No. 1. P. 103–110. (in Russ.)
9. Khmeleva N.V. and Shevchenko B.F. *Rezultaty 25-letnih nablyudeniy osypy v doline r. Zhoekvara (Abkhazia)*. (25-year observations data of a scree slope in the Zhoekvara valley (Abkhazia)). *Geomorfologiya (Geomorphology RAS)*. 1992. No. 1. P. 96–102. (in Russ.)
10. Cameron N. *Arduino Applied*. Apress. 2019. 552 p. <https://www.apress.com/gp/book/9781484239599>
11. Titova Z.A. *Rol' ploskostnogo smyva i regressivnoi erozii v rel'efoobrazovanii stepnogo Zabaikal'ya*. (The role of sheet and regressive erosion in relief formation of Transbaikalia steppe). *Regional'naya geomorfologiya Sibiri*. Irkutsk: In-t geografii Sibiri i Dal'nego Vostoka SO AN SSSR (Publ.), 1973. P. 3–19. (in Russ.)
12. Klyukin A.A. and Tolstykh E.A. *Metodika i pervye rezultaty stacionarnykh nablyudeniy za skorost'yu denudatsii izvestnyakovykh obryvov v Gornom Krymu*. (Methods and first results of stationary observations over the rate of denudation of limestone precipices in the Mountain Crimea). *Geomorfologiya (Geomorphology RAS)*. 1973. No. 4. P. 43–50. (in Russ.)
13. Goudie A. *Geomorphological Techniques*. 2nd edition. Routledge, 1990. 709 p.
14. Antonov S.I. and Golosov V.N. *Osobennosti ispol'zovaniya balansovogo podhoda pri stacionarnykh issledovaniyakh sovremennykh geomorfologicheskikh processov v rechnom basseine*. (Budget methods applied to stationary studies of present-day geomorphic processes in a drainage basin). *Geomorfologiya (Geomorphology RAS)*. 1994. No. 2. P. 63–71. (in Russ.)
15. Smith H.T.U. Aerial photographs in geomorphic studies. *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing*. 1942. Vol. 8. No. 2. P. 129–155.
16. Azbukina E.N. *Deshifirovanie aerofotosnimkov dlya geomorfologicheskikh issledovaniy*. (Aerial image interpretations for geomorphological studies). L.: LGU (Publ.), 1969. 64 p. (in Russ.)
17. McDowell P.F. *Geomorphology in the late twentieth century*. Shroder J., Orme A.R. and Sack D. (Eds.). *Treatise on Geomorphology*. San Diego, CA: Academic Press, 2013. Vol. 1. The Foundations of Geomorphology. P. 108–123.
18. Hughes M., McDowell P.F., and Marcus W. Accuracy assessment of georectified aerial photographs: Implications for measuring lateral channel movement in a GIS. *Geomorphology*. 2006. Vol. 74. No. 1. P. 1–16.
19. Kääb A. Monitoring high-mountain terrain deformation from repeated air- and spaceborne optical data: examples using digital aerial imagery and ASTER data. *ISPRS Journal of Photogrammetry and remote sensing*. 2002. Vol. 57. No. 1–2. P. 39–52.
20. Paine D.P. and Kiser J.D. *Aerial Photography and Image Interpretation*. 3rd Edition. Hoboken: John Wiley & Sons, 2012. 656 p.
21. Kääb A., Haeberli W., and Gudmundsson G.H. Analyzing the creep of mountain permafrost using high precision aerial photogrammetry: 25 years of monitoring Gruben rock glacier, Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes*. 1997. Vol. 8. No. 4. P. 409–426.
22. Delaloye R., Lambiel C., Lugon R., Raetz H., and Strozzi T. ERS InSAR for detecting slope movement in a periglacial mountain environment (western Valais Alps, Switzerland). *Proceedings HMRSC-IX, Grazer Schriften der Geographie und Raumforschung*. 2007. Vol. 43. P. 113–120.
23. Teshebaeva K., Echtler H., Bookhagen B., and Strecker M. Deep-seated gravitational slope deformation (DSGSD) and slow-moving landslides in the southern Tien Shan Mountains: new insights from InSAR, tectonic and geomorphic analysis. *Earth surface processes and landforms*. 2019. Vol. 44. No. 12. P. 2333–2348.
24. Barboux C., Delaloye R., and Lambiel C. Inventorying slope movements in an Alpine environment using DInSAR. *Earth surface processes and landforms*. 2014. Vol. 39. No. 15. P. 2087–2099.

25. Barboux C., Delaloye R., Lambiel C., Strozzi T., Collet C., and Raetz H. Surveying the activity of permafrost landforms in the Valais Alps with InSAR. *Jahrestagung der Schweizerischen Geomorphologischen Gesellschaft*. 2012. P. 7–19.
26. Smith L.C., Alsdorf D.E., Magilligan F.J., Gomez B., Mertes L.A., Smith N.D., and Garvin J.B. Estimation of erosion, deposition, and net volumetric change caused by the 1996 Skeiðarársandur jökulhlaup, Iceland, from synthetic aperture radar interferometry. *Water Resour. Res.* 2000. No. 36. P. 1583–1594.
27. Gomez B., Russell A.J., Smith L.C., and Knudsen O. Erosion and deposition in the proglacial zone: the 1996 jökulhlaup on Skeiðarársandur, southeast Iceland. *The Extremes of the Extremes: Extraordinary Floods*. IAHS Publication. 2002. Vol. 271. P. 217–221.
28. Strozzi T., Kääb A., and Frauenfelder R. Detecting and quantifying mountain permafrost creep from in situ inventory, space-borne radar interferometry and airborne digital photogrammetry. *International Journal of Remote Sensing*. 2004. No. 25. P. 2919–2931.
29. Eriksen H.Ø., Lauknes T.R., Larsen Y., Dehls J.F., Grydeland T., and Bunkholt H. Satellite and Ground-Based Interferometric Radar Observations of an active rockslide in Northern Norway. *Engineering Geology for Society and Territory*. Vol. 5. 2015. P. 167–170.
30. Baewert H., Rascher E., and Morche D. Detecting surface changes of glaciofluvial deposits in an alpine proglacial area using terrestrial laser scanning. *EGU General Assembly Conference Abstracts*. 2013. Vol. 15. P. 9925.
31. Heckmann T., Haas F., Morche D., Schmidt K., Rohn J., Moser M., Leopold M., Kuhn M., Briese C., Pfeifer N., and Becht M. Investigating an Alpine proglacial sediment budget using field measurements, airborne and terrestrial LiDAR data. *IAHS Publication*. 2012. Vol. 356. P. 438–447.
32. Fonstad M.A., Dietrich J.T., Courville B.C., Jensen J.L., and Carbonneau P.E. Topographic structure from motion: a new development in photogrammetric measurement. *Earth surface processes and landforms*. 2013. Vol. 38. No. 4. P. 421–430.
33. Wang D. and Kääb A. Modeling glacier elevation change from DEM time series. *Remote Sensing*. 2015. Vol. 7. No. 8. P. 10117–10142.
34. Schiefer E. and Gilbert R. Reconstructing morphometric change in a proglacial landscape using historical aerial photography and automated DEM generation. *Geomorphology*. 2007. Vol. 88. No. 1–2. P. 167–178.
35. Trofimov A.M. *Matematicheskoe modelirovanie v geomorfologii sklonov*. (Mathematical modeling in slope geomorphology). Kazan': Izd-vo Kazan. un-ta (Publ.), 1983. 218 p. (in Russ.)
36. Schindewolf M., Kaiser A., Neugirg F., Richter C., Haas F., and Schmidt J. Seasonal erosion patterns under alpine conditions: benefits and challenges of a novel approach in physically based soil erosion modeling. *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementary Issues*. 2016. Vol. 60. No. 1. P. 109–123.
37. Heckmann T., Hilger L., Vehling L., and Becht M. Integrating field measurements, a geomorphological map and stochastic modelling to estimate the spatially distributed rockfall sediment budget of the Upper Kaunertal, Austrian Central Alps. *Geomorphology*. 2016. Vol. 260. P. 16–31.
38. Cavalli M., Trevisani S., Comiti F., and Marchi L. Geomorphometric assessment of spatial sediment connectivity in small Alpine catchments. *Geomorphology*. 2013. Vol. 188. P. 31–41.
39. Micheletti N., Lambiel C., and Lane S.N. Investigating decadal-scale geomorphic dynamics in an alpine mountain setting. *Geophysical Research: Earth Surface*. 2015. Vol. 120. P. 2155–2175.
40. Rainato R., Picco L., Cavalli M., Mao L., Neverman A., and Tarolli P. Coupling climate conditions, sediment sources and sediment transport in an alpine basin. *Land Degradation and Development*. 2018. Vol. 29. No. 4. P. 1154–1166.
41. Ewertowski M.W., Tomczyk, A.M., Evans D.J.A., Roberts D.H., and Ewertowski W. Operational Framework for Rapid, Very-high Resolution Mapping of Glacial Geomorphology Using Low-cost Unmanned Aerial Vehicles and Structure-from-Motion Approach. *Remote Sensing*. 2019. Vol. 11. P. 65.
42. Hilger L. Quantification and regionalization of geomorphic processes using spatial models and high-resolution topographic data: a sediment budget of the Upper Kauner Valley, Ötztal Alps. Doctoral Dissertation Cath. University of Eichstaett-Ingolstadt. 2017. 278 p. https://opus4.kobv.de/opus4-ku-eichstaett/files/381/fertig_pdf_a-1b.pdf
43. Messenzehl K., Hoffmann T. and Dikau R. Sediment connectivity in the high-alpine valley of Val Muschauts, Swiss National Park – linking geomorphic field mapping with geomorphometric modelling. *Geomorphology*. 2014. Vol. 221. P. 215–229.
44. Theler D., Reynard E., Lambiel C., and Bardou E. The contribution of geomorphological mapping to sediment transfer evaluation in small alpine catchments. *Geomorphology*. 2010. Vol. 124. No. 3–4. P. 113–123.
45. Laute K. and Beylich A.A. Environmental controls, rates and mass transfers of contemporary hillslope processes in the headwaters of two glacier-connected drainage basins in western Norway. *Geomorphology*. 2014. Vol. 216. P. 93–113.
46. Ardelean A.C., Onaca A., Urdea P. and Sărășan A. Quantifying postglacial sediment storage and denudation rates in a small alpine catchment of the Făgăraș Mountains (Romania). *Science of the Total Environment*. 2017. Vol. 599. P. 1756–1767.
47. Geilhausen M., Otto J.C., and Schrott L. Spatial distribution of sediment storage types in two glacier landscapes (Pasterze and Obersulzbachkees, Hohe Tauern, Austria). *Journal of Maps*. 2012. 8. P. 242–259.
48. Vehling L., Rohn J., and Moser M. Rockfall at Proglacial Rockwalls — A Case Study from the Kaunertal, Austria. *Geomorphology of Proglacial Systems*. Springer, 2019. P. 143–156.
49. Golosov V.N. and Panin A.V. *Osyypnye processy na sklonah ovragov v nizkogornoj zone Zapadnogo Tyan'-Shanya* (Scree processes at gullies' slopes in the Western Tien-Shan low mountain. *Geomorfologiya (Geomorphology RAS)*. 1988. No. 3. P. 46–50. (in Russ.) <https://istina.msu.ru/publications/article/1751737/>

50. Moore J.R., Sanders J.W., Dietrich W.E., and Glaser S.D. Influence of rock mass strength on the erosion rate of alpine cliffs. *Earth surface processes and landforms*. 2009. Vol. 34. P. 1339–1352.
51. Matsuoka N. and Sakai H. Rockfall activity from an alpine cliff during thawing periods. *Geomorphology*. 1999. Vol. 28. P. 309–328.
52. Hales T.C. and Roering J.J. Climatic controls on frost cracking and implications for the evolution of bedrock landscapes. *Geophysical Research*. 2007. Vol. 112. <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/epdf/10.1029/2006JF000616>
53. Sass O., Hoinkis R. and Wetzel K.F. A six-year record of debris transport by avalanches on a wildfire slope (Arns Spitze, Tyrol). *Geomorphology*. 2010. Vol. 54. P. 181–193.
54. Moore J.R., Egloff J., Nagelisen J., Hunziker M., Aerne U., and Christen M. Sediment transport and bedrock erosion by wet snow avalanches in the Guggigraben, Matter Valley, Switzerland. *Arctic, Antarctic, and Alpine research*. 2013. Vol. 45. P. 350–362.
55. Dusik J., Neugirg F., and Haas F. Slope wash, gully erosion and debris flows on lateral moraines in the Upper Kaunertal, Austria. T. Heckmann and D. Morche (Eds.). *Landform and sediment dynamics in recently deglaciated Alpine landscapes*. Springer, 2018. P. 177–198.
56. Curry A.M., Cleasby V., and Zukowskyj P. Paraglacial response of steep, sediment-mantled slopes to post-‘Little Ice Age’ glacier recession in the central Swiss Alps. *Quaternary Science Reviews*. 2006. Vol. 12. No. 3. P. 211–225.
57. Curry A.M. Paraglacial modification of slope form. *Earth surface processes and landforms*. 1999. Vol. 24. P. 1213–1228.
58. Tsyplenkov A., Vanmaercke M., Chalov S., and Golosov V. Suspended sediment budget and intra-event sediment dynamics of a small glaciated mountainous catchment in the Northern Caucasus. *Journal of Soils and Sediments*. 2020. Vol. 20. P. 3266–3281. <https://doi.org/10.1007/s11368-020-02633-z>
59. Azhigirov A.A. and Golosov V.N. *Ocenka medlennogo smeshcheniya pochvenno-gruntovykh mass pri inzhenerno-geograficheskikh issledovaniyakh* (Slow mass movement assessment in engineering-geographic studies). *Geomorfologiya (Geomorphology RAS)*. 1990. No. 1. P. 33–40. (in Russ.)
60. Gorbunov A.P. and Seversky E.V. Solifluction in the mountains of Central Asia: distribution, morphology, processes. *Permafrost and periglacial processes*. 1999. Vol. 10. P. 81–89.
61. Matsuoka N. Solifluction and mudflow on a limestone periglacial slope in the Swiss Alps: 14 years of monitoring. *Permafrost and periglacial processes*. 2010. Vol. 21. P. 219–240.
62. Beylich A.A. Geomorphology, sediment budget, and relief development in Austdalur, Austfirðir, East Iceland. *Arctic, Antarctic, and Alpine research*. 2000. Vol. 32. No. 4. P. 466–477.
63. Beylich A.A. and Laute K. Sediment sources, spatio-temporal variability and rates of fluvial bedload transport in glacier-connected steep mountain valleys in western Norway (Erdalen and Bødalen drainage basins). *Geomorphology*. 2015. Vol. 228. P. 552–567.
64. Fryirs K. and Brierley G.J. Variability in sediment delivery and storage along river courses in Bega catchment, NSW, Australia: implications for geomorphic river recovery. *Geomorphology*. 2001. Vol. 38. P. 237–265.
65. Heckmann T. and Vericat D. Computing spatially distributed sediment delivery ratios: inferring functional sediment connectivity from repeat high-resolution Digital Elevation Models. *Earth surface processes and landforms*. 2018. Vol. 43. P. 1547–1554.
66. Walling D.E. The sediment delivery problem. *Hydrobiology*. 1983. Vol. 65. P. 209–237.
67. Golosov V.N. *Kolichestvennaya ocenka pereraspredeleniya nanosov v verkhnykh zven'yakh flyuvial'noi seti: dostizheniya i problemy* (A quantitative assessment of deposits' redistribution in the upper links of fluvial network: achievements and problems). *Geomorfologiya (Geomorphology RAS)*. 2008. No. 3. P. 29–37. (in Russ.)
68. Borselli L., Cassi P., and Torri D. Prolegomena to sediment and flow connectivity in the landscape: a GIS and field numerical assessment. *Catena*. 2008. Vol. 75. P. 268–277. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2008.07.006>
69. Heckmann T. and Schwanghart W. Geomorphic coupling and sediment connectivity in an alpine catchment – exploring sediment cascades using graph theory. *Geomorphology*. 2013. Vol. 182. P. 89–103.
70. Warburton J. An alpine proglacial fluvial sediment budget. *Geografiska Annaler. Series A*. 1990. Vol. 72. No. 3–4. P. 261–272.