

ДИНАМИКА РЕЛЬЕФА, ОЛЕДЕНЕНИЯ И РАСТИТЕЛЬНОСТИ ДОЛИНЫ Р. МААШЕЙ ЗА ПОСЛЕДНИЕ 150–200 ЛЕТ

© 2026 г. Д. А. Ганюшкин^{1, *}, А. Р. Агатова², Р. К. Непоп², О. В. Останин³, Г. С. Дьякова³,
Г. В. Пряхина¹, В. А. Распутина¹, Е. С. Деркач^{1, 4}, Д. В. Банцев¹, И. В. Волков¹, Ю. А. Горбунова¹

¹Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

²Институт геологии и минералогии имени В. С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

³Алтайский государственный университет, Барнаул, Россия

⁴Ботанический институт имени В. Л. Комарова РАН, Санкт-Петербург, Россия

*E-mail: d.ganyushkin@spbu.ru

Поступила в редакцию 05.06.2025

После доработки 06.11.2025

Принята к публикации 15.12.2025

Аннотация. Наиболее значимые изменения рельефа высокогорной долины р. Маашей с середины XIX в. — после максимума малого ледникового периода (МЛП) — связаны с сокращением ледников и катастрофическими гидрологическими процессами и подчеркиваются динамикой растительного покрова. Для анализа этих изменений применен комплекс полевых и дистанционных методов исследования с использованием космоснимков, методов математического моделирования гидрологических процессов, дендрохронологического анализа; впервые построена геоморфологическая схема долины, отражающая формы рельефа, созданные разными экзогенными процессами, положение ледников и распространение древесной растительности в 2021 г. С МЛП ледники сократились на 16.9 км² (38%), нижний предел их распространения поднялся на 65 м. В 2013–2021 гг. относительное сокращение ледников ускорилось более чем в 2 раза относительно периода 2000–2013 гг. Освоение участков дегляциации лесной растительностью с 1968 г. привело к росту ее площади на 15%, верхняя граница распространения групп и отдельных деревьев по склонам долины поднялась на 50 м. На склонах восточной экспозиции эта граница в 2021 г. располагалась на высоте около 2500 м, что в среднем на 50 м выше, чем на склонах западной экспозиции. В целом с максимума МЛП продвижение верхнего предела роста деревьев в верховьях долины составило около 800 м по горизонтали, при этом его ускорение зафиксировано с 1968 г. Прорыв и спуск ныне не существующего завального оз. Маашей был подготовлен ростом размеров озера с конца 1980-х по начало 2000-х гг., однако, спусковым крючком послужило переполнение озерной ванны вследствие продолжительных ливней и резкого усиления таяния ледников в 2012 г. Результатами прорыва стали устойчивое осушение участка днища долины; формирование прорана в теле обломочной плотины, затрудняющего восстановление озера; перекрытие селевыми отложениями около 0.85 км² днища долины; локальное изменение конфигурации речных русел, массовая гибель леса в средней и нижней частях долины на площади около 0.4 км² и формирование множественных завалов из стволов деревьев и обломочной массы; подрезка потоком основания склонов в местах сужения долины или поворота потока и резкая активизация склоновых процессов выше по склонам. Современный облик долины р. Маашей продолжает формироваться под воздействием относительно медленных эволюционных и практически мгновенных катастрофических геоморфологических процессов.

Ключевые слова: высокогорье; геоморфологическое картирование; деградация ледников; прорыв озера; лесной высотный пояс

Финансирование. Работа выполнена по проекту РНФ 22-67-00020 и государственному заданию ИГМ СО РАН (FWZN-2026-0011).

Конфликт интересов. Авторы декларируют отсутствие явных и потенциальных конфликтов интересов, связанных с публикацией данной статьи.

Ссылка для цитирования: Ганюшкин Д. А., Агатова А. Р., Непоп Р. К., Останин О. В., Дьякова Г. С., Пряхина Г. В., Распутина В. А., Деркач Е. С., Банцев Д. В., Волков И. В., Горбунова Ю. А. (2026) Динамика рельефа, оледенения и растительности долины р. Маашей за последние 150–200 лет. *Геоморфология и палеогеография*. Т. 57. № 3. С. 473–498. <https://doi.org/10.7868/S2949179726030051>

Дополнительные материалы. Публикуются на сайте журнала “Геоморфология и палеогеография” – <https://geomorphology.igras.ru/jour/article/view/3720>

THE RELIEF OF THE MAASHEI RIVER VALLEY (NORTH CHUYA RANGE, ALTAI) AND ITS DYNAMICS AFTER THE LITTLE ICE AGE MAXIMUM IN THE CONTEXT OF THE CONNECTION WITH GLACIERS, WATER BODIES, AND VEGETATION

D. A. Ganyushkin^{a, #}, A. R. Agatova^b, R. K. Nepop^b, O. V. Ostanin^c, G. S. Dyakova^c, G. V. Pryakhina^a, V. A. Rasputina^a, E. S. Derkach^{a, d}, D. V. Bantcev^a, I. V. Volkov^a, and Yu. A. Gorbunova^a

^a*Saint-Petersburg State University, Saint-Petersburg, Russia*

^b*Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia*

^c*Altai State University, Barnaul, Russia*

^d*Komarov Botanical Institute of the RAS, Saint-Petersburg, Russia*

[#] *E-mail: d.ganyushkin@spbu.ru*

Received June 05, 2025

Revised November 06, 2025

Accepted December 15, 2025

Abstract. A geomorphological map of the Maashei River valley has been constructed, reflecting the history of its development. The dynamics of the relief after the Little Ice Age maximum (LIA) are associated with the reduction of glaciers and catastrophic exogenous processes and are indicated by changes in vegetation. Since the LIA, glaciers have shrunk by 16.9 km² (38%), their upper limit of distribution has risen by 65 m. In 2013–2021, the relative reduction of glaciers accelerated more than 2 times. The development of forest vegetation on the deglaciation areas since 1968 has led to an increase in its area in the valley by 15%, its upper limit along the slopes of the valley has risen by 50 m. Along the valley bottom, from LIA, the advance of the upper limit of tree growth was about 800 m horizontally and 50–55 m in altitude, of which the rise from 1968 to 2022 is estimated at 32 m. The breakthrough and drainage of Lake Maashei in 2012 was prepared by the growth of the lake from the late 1980s to the early 2000s. The breakthrough resulted in the following: stable drainage of a section of the valley bottom; the formation of a gap in the body of the debris dam, hindering the restoration of the lake; blocking of a large area of the valley bottom with mudflow deposits (the area of the accumulation zone is about 0.85 km²); local changes in the configuration of river channels; mass forest loss in the middle and lower parts of the valley (over an area of about 0.4 km²) and the formation of multiple blockages of tree trunks and debris; undercutting of the slope base by the flow in places where the valley narrows or the flow turns and, as a consequence, a sharp activation of slope processes higher up the slopes. The current geomorphological appearance of the territory has developed as a result of the interaction of relatively slow evolutionary processes and catastrophic processes, which almost instantly from a geological point of view transform it locally.

Keywords: Deglaciation; lake outburst; geomorphological scheme; upper tree line

Funding. The work has been done on Russian Science Foundation project 22-67-00020 and state assignment of the IGM SB RAS (No. FWZN-2026-0011).

Conflict of interests. The authors declare that there are no obvious or potential conflicts of interest related to the publication of this article.

For citation. Ganyushkin D. A., Agatova A. R., Nepop R. K., Ostanin O. V., Dyakova G. S., Pryakhina G. V., Rasputina V. A., Derkach E. S., Bantcev D. V., Volkov I. V., and Gorbunova Yu. A. (2026) The relief of the Maashei River Valley (North Chuya Range, Altai) and its dynamics after the Little Ice Age Maximum in the context of the connection with glaciers, water bodies, and vegetation. *Geomorfologiya i Paleogeografiya*. Vol. 57. No. 3. P. 473–498. (in Russ.).

<https://doi.org/10.7868/S2949179726030051>

Supplementary materials. Additional material is published on the web-site of the journal “Геоморфология и палеогеография” – <https://geomorphology.igras.ru/jour/article/view/3720>

1. ВВЕДЕНИЕ

Алтай — северный сегмент Центрально-Азиатского горного пояса — является центром современного внутриконтинентального оледенения, имевшего значительно большие масштабы в плейстоцене, в том числе в последний ледниковый максимум (LGM). Формирование современных ландшафтов троговых долин наиболее высокогорной ЮВ части Русского Алтая началось по мере деградации последнего плейстоценового оледенения и определяется взаимоотношением экзогенных процессов и растительных сообществ, получивших развитие на освобожденных ото льда территориях. В условиях продолжающегося потепления климата и отступления современных ледников растительность, в том числе древесная, продвигается выше по долинам и занимает новые территории. В то же время активно протекающие в трогах экзогенные процессы не только создают новые формы рельефа, которые впоследствии осваиваются растительностью, но и видоизменяют уже существующие. Это приводит к уничтожению сформировавшегося на последних растительного покрова. Эта диалектика современного высокогорного ландшафта ярко проявляется в долине р. Маашей Северо-Чуйского хребта, в верховьях которой расположен долинный ледник Большой Маашей — один из крупнейших и наиболее низко (до 2225 м над у. м. в 2022 г.) спускающийся в настоящее время ледник Русского Алтая. Его отступление в интервале 2010–2022 гг. идет со средней скоростью около 14 м/год (Ganyushkin et al., 2023), и его морены осваиваются пионерной растительностью.

В долине произрастают леса из кедра и лиственницы как смешанные, так и монодоминантные. В пойме р. Маашей встречается также и ель сибирская. В 2012 г. прорыв дамбы Маашейского озера, переполненного в результате затяжных ливней и усиленного таяния ледника, привел к катастрофическому селевому потоку и гибели леса в зоне его прохождения. Нами геоморфологическое строение долины р. Маашей (Машей, Мажой, Маша-Юл), одной из крупных троговых долин Северо-Чуйского хребта, рассматривается в контексте тесной связи оледенения, гидросети, растительного покрова и рельефа в период с максимума малого ледникового периода (МЛП) до 2021–2022 гг.

Под максимумом МЛП подразумевается возрастной рубеж — начало общего тренда отступления ледников, за который условно принят 1850 год. На Алтае начало отступления ледников непосредственными наблюдениями не зафиксировано, однако известно, что максимальное наступление Катунского ледника, за которым проводились первые гляциологические наблюдения на Алтае, произошло

между 1835 и 1880 гг. (Окишев, 1984). Цель настоящей работы — выявить изменения рельефа высокогорной ледниковой долины р. Маашей за последние 150–200 лет. Формирование и развитие рельефа здесь определяют как постепенные процессы (в первую очередь, сокращение оледенения, вызванного климатическими изменениями), так и катастрофические (например, прорыв оз. Маашей), растительность же играет роль индикатора пространственного распределения проявлений и скорости обоих типов процессов. Для достижения цели исследования последовательно рассмотрены геоморфологическое строение долины, современное состояние ледников и их динамика после МЛП, изменения гидрографической сети и динамика лесных сообществ.

2. МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Для получения информации о динамике оледенения и контуров оз. Маашей проводилось дешифрирование космоснимков Sentinel-2 (2021.09.08), Landsat (2013.09.04), (13.08.2011), (18.08.2004), (2000.08.07), (22.07.2000), (12.08.1993), (17.08.1989), (8.08.1980), Corona (28.06.1962), (1968.08.10).

Для снимков Sentinel 2 использовалась комбинация каналов 4–3–2 (реалистичные цвета). Для реконструкции оледенения по состоянию на 2000 г. и 2013 г. использовались комбинации каналов “естественные цвета” (3–2–1) и искусственные цвета (5–4–3, 7–4–2). Для увеличения разрешения снимков Landsat до 15 м применялась процедура панхроматического слияния с каналом 8. Дешифрирование проводилось в ручном режиме в среде ARCGIS. При определении параметров ледников после оцифровки снимка использовалась глобальная цифровая модель рельефа (ЦМР) SRTM 3 (The NASA Version 3.0 SRTM Global 1 arc second) (*Earth Resources Observation and Science (EROS) Center*, б. д.). Минимальные и максимальные высоты, средние уклоны, экспозиции ледников определяли автоматически на основе ЦМР. Результаты дистанционного зондирования были верифицированы в ходе экспедиционных исследований 21–27.09.2022 г.

Реконструкция планового положения ледников в максимум МЛП осуществлялась на основе фиксации контуров ближайших к современным ледникам, преимущественно слабозадернованных и каменистых морен. Использовались эталоны дешифрирования морен МЛП в исследуемом регионе (Ганюшкин и др., 2018). Трудности при выполнении данного вида работы были связаны с сильной размытостью нижней части моренного комплекса ледника Большой Маашей и его залесенностью, в связи с чем в ходе полевых исследований при

движении вверх по долине к краю ледника фронтальная часть морены не фиксируется визуально. В то же время ее контуры отчетливо просматриваются на космических снимках.

В ходе полевых работ была уточнена батиметрическая схема оз. Маашей до его прорыва, определены размеры образовавшегося прорана (Распутина и др., 2024). На основе данных, полученных в ходе экспедиционных работ, было выполнено математическое моделирование прорыва озера (Распутина и др., 2024) по методике расчета, подробно описанной в (Pryakhina et al., 2024).

Методы геоморфологического исследования включали анализ 3D-модели рельефа долины Маашей в программе Google Earth Pro, космоснимков до и после катастрофического события, полевые пешие исследования геоморфологического строения долины и следов прорывного паводка, включающие описание, фотодокументацию и фиксацию новообразованных форм рельефа с помощью GPS-приемника. Геоморфологическая схема долины р. Маашей и схема прохождения катастрофического прорывного паводка в 2012 г. составлены по результатам материалов дистанционного зондирования и полевых исследований. При составлении геоморфологической схемы мы руководствовались, в первую очередь, морфогенетическим принципом: земная поверхность в пределах исследуемого района была разбита на отдельные элементы с определенными морфологическими и генетическими характеристиками. Фактически рассмотрены морфоскульптуры, подразделяющиеся на денудационные и аккумулятивные по совокупности экзогенных процессов, приведших к их образованию. При картировании морен мы также применяли исторический принцип, т. е. учитывали различия в возрасте этих образований. За неимением геохронологических данных определялся относительный возраст конечных моренных комплексов, для чего анализировались степень их сохранности и положение в долине (чем лучше сохранность морен и выше по долине они залегают, тем они моложе).

С целью определения максимального возраста деревьев, произрастающих на верхней границе леса на конечном моренном комплексе МЛП и перед ним (на расстоянии 0.5–1.2 км от фронта ледника на левом склоне долины) были отобраны керны древесины с 20 деревьев. Образцы отбирались по радиусам возрастным буром Пресслера (Haglof) преимущественно у деревьев старшего возраста (Методы дендрохронологии, 2000) с лиственницы сибирской (*Larix sibirica*) — широко распространенной древесной породы в высокогорьях Центрального и Юго-Восточного Алтая. Датирование

годовых колец проводилось по сканированным изображениям кернов в программе CooRecorder и CDendro (Cybis Elektronik & Data AB, Швеция). Некоторые керны вследствие повреждения или плохой сохранности были исключены из дальнейшего анализа. В итоге было получено 38 древесно-кольцевых индивидуальных серий.

На участок в пределах конечного моренного комплекса МЛП и перед ним была составлена картосхема местоположения взрослых деревьев. Для этого использовались космоснимок World View 2 (2021/09/05) с пространственным разрешением 0.3 м и аэрофотоснимки с БПЛА квадрокоптера DJI Phantom 4, сентябрь 2022 г. Используемый тип съемки — панорамные фото и видеосъемка с ручным управлением наклона камеры и поворотом по сторонам света. Полет выполнялся на высоте 130–200 м от точки взлета. Дешифрирование деревьев выполнялось визуально.

Для оценки изменения высоты верхней границы леса (далее ВГЛ) и площади залесенности долины р. Маашей использовались материалы полевых исследований (сентябрь 2022 г.) и космоснимки для двух временных срезов: проекта CORONA (1968–08–10), спутника Sentinel-2 (2022–09–23). На основании визуального дешифрирования были получены контуры сомкнутого леса и разреженной древесной растительности на 1968 г. и 2022 г., проведен анализ распределения площадей, занятых лесами, по высотным интервалам и по мезоэкспозициям (западной и восточной) долины. Анализ распределения площадей проводился с использованием цифровой модели рельефа SRTM 3.

3. ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЙ

Исследования долины р. Маашей были начаты еще в 1924 г. (Тронов, 1948), когда в ее верховьях был обнаружен и описан ледник Большой Маашей. В настоящее время ледник является одним из крупнейших на Алтае и служит объектом для реконструкций динамики горно-долинных ледников в голоцене (Назаров и др., 2022; Agatova et al., 2021; Ganyushkin et al., 2023). Ледник, выходящий из этой долины в позднем плейстоцене, многими рассматривается как причина формирования крупных подпрудных озер в Курайской впадине (Ивановский, 1961; Окишев, Бородавко, 2001; Буланов, 2013; Агатова и др., 2019). Катастрофический спуск в июле 2012 г. высокогорного оз. Маашей привлек внимание к современным опасным гидрологическим процессам на Алтае (Borodavko et al., 2013). Детальное геоморфологическое описание этой долины (Буланов, 2013) подтвердило определяющую роль деградации мощного

плейстоценового оледенения и изменений климата в голоцене в формировании современных долинных ландшафтов в наиболее высоких хребтах Алтая.

Река Маашей дренирует СВ макросклон Северо-Чуйского хребта. Река начинается у края ледника Большой Маашей площадью 6.24 км² (2021 г.), который, в свою очередь, берет начало в крупном сложном цирке, ограниченном главным водораздельным гребнем с высотами около 3600–3900 м и высочайшей вершиной хребта — Маашей-баш (4177.7 м над у. м.). Долина р. Маашей заложена по тектоническому разлому, а также пересекает ряд протяженных разломов, которые разделяют тектонические блоки в структуре хребта и определяют ярко выраженную двухступенчатую форму его СЗ макросклона, обращенного к Курайской впадине. В зоне пересечения разломов долина меняет направление с СЗ на СВ и выходит на высокоподнятую тектоногенную ступень — урочище Ештыккёль, протягивающееся вдоль ЮЗ границы Курайской впадины с Северо-Чуйским хребтом. Верхняя часть долины Маашей от фронта ледника до колёнообразного поворота имеет протяженность около 9.7 км, общая протяженность долины до впадения в р. Чую — главную водную артерию ЮВ части Русского Алтая — составляет около 16.6 км; расстояние от гребня хребта до устья превышает 25 км.

Троговая форма долины унаследована от плейстоценового этапа развития рельефа Алтая. Тектоническое поднятие хребта и чередование эпох оледенений и дегляциаций привели к формированию системы вложенных трогов: в строении скальных склонов высокогорного СЗ отрезка долины можно выделить 2 троговых плеча. Более древний пологий перегиб фрагментарно сохранился на обоих склонах между устьями долин боковых притоков на высоте около 550–600 м от днища долины. Молодой нижний трог глубиной около 300–350 м выражен отчетливее. Глубина долины в пределах хребта достигает 1.1–1.5 км, при пересечении урочища Ештыккёль врез уменьшается до 300–350 м.

Перепад высот от истока Маашея (2225 м над у. м.) до устья (1447 м над у. м.) составляет около 800 м, средний уклон днища долины — 50 м/км, но меняется от 6.3 до 68 м/км на разных участках. С учетом высот главного водораздела перепад высот достигает 2.5–2.7 км. В пределах бассейна р. Маашей проявляется высотная поясность — от нивально-гляциального до горно-лесного поясов. Тем не менее, границы между поясами нечеткие, наблюдается мозаичность и взаимопроникновение в их расположении, что особенно заметно в верхней части долины. Так, фронт ледника Большой

Маашей спускается до отметки 2225 м, тогда как кустарниково-травянистая растительность, осваивающая молодые морены и осыпи, проникает вверх по долинам Маашея и его верхних притоков вплоть до 2570–2700 м. Наибольшие высоты распространения растительных сообществ характерны для переувлажненных днищ висячих троговых долин по левому борту долины р. Маашей.

Возраст форм рельефа, возникавших по мере деградации последнего плейстоценового оледенения и освобождения склонов и днища долины ото льда, уменьшается вверх по долине, что в целом характерно для долин хребтов, подвергавшихся в плейстоцене оледенению (Агатова, 1999; Буланов, 2013). Соответственно, денудационная деятельность ледников сменилась преимущественно аккумуляцией на склонах и днищах долин, тогда как эрозия в основном связана с работой рек. И лишь в верховьях продолжает преобладать экзарация, обусловленная наличием быстро сокращающегося современного оледенения. Тем не менее, как показали исследования динамики ледников Алтая в голоцене (Назаров и др., 2022; Agatova et al., 2021), в начале голоцена и между стадиями наступания во второй половине голоцена ледники, в том числе Маашейский, уступали современным ледникам по размерам либо даже таяли полностью. Соответственно, в голоцене даже в зоне современного оледенения на смену денудации периодически приходили процессы аккумуляции.

Растительные сообщества долины р. Маашей слабо изучены, однако, Е. Е. Тимошок и коллегами получен обширный массив данных о растительности долины р. Актру, расположенной восточнее долины р. Маашей (Диркс и др., 2008; Тимошок и др., 2010). Долины рек Актру и Маашей занимают центральную часть северного макросклона Северо-Чуйского хребта и во многом схожи: в их верховьях находятся крупные ледники, и в обеих наблюдается одинаковый ряд высотных поясов; нижние части склонов заняты горно-лесным поясом, выше распространен пояс горных тундр и субальпийских лугов, который переходит в гольцовый и нивально-гляциальный пояса. Для горно-лесного пояса характерны лиственнично-кедровые и лиственничные закустаренные разнотравно-злаковые леса, кедровые зеленомошные леса, часты послепожарные лиственничники. Горные тундры, в основном, представлены дриадовыми, дриадово-лишайниковыми, ерниковыми мохово-лишайниковыми сообществами (Тимошок, 2001; Тимошок и др., 2014). Наблюдается активное зарастание пионерными видами, кустарниковыми сообществами и лиственницами (*Larix sibirica*) молодых морен (Тимошок и др., 2010).

4. РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

4.1. Геоморфологическое строение долины

Ландшафтно-геоморфологическое строение долины (рис. 1) отражает историю ее развития в результате как накопления постепенных изменений, так и катастрофических событий. Рассмотрим его в направлении омоложения форм рельефа и уменьшения длительности освоения их растительностью.

Нижняя часть долины от устья до поворота.

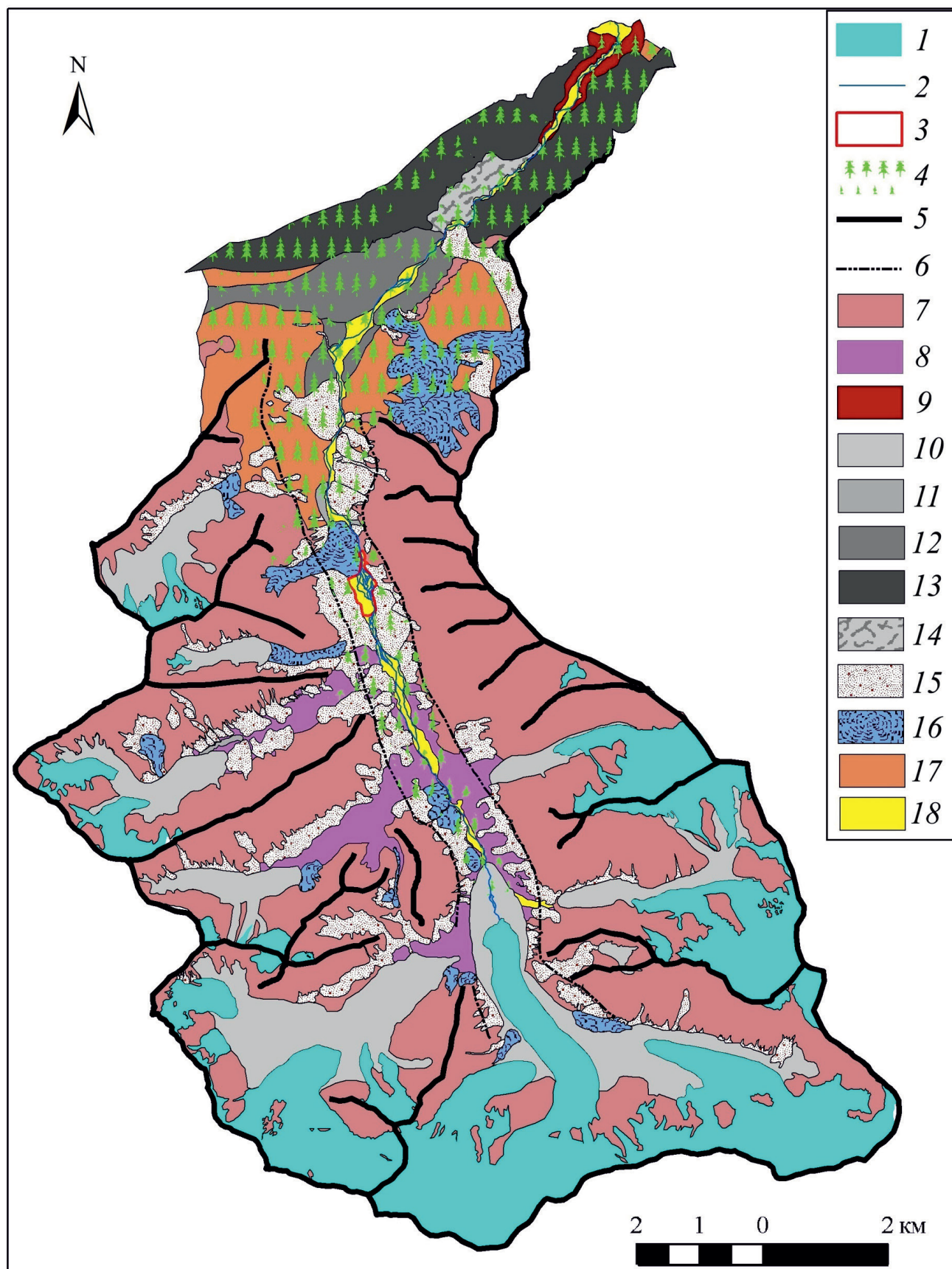
В пределах урочища Ештыккель склоны долины сложены позднеплейстоценовыми моренными отложениями — следами ледника, формировавшегося при слиянии древнего Маашейского ледника и его крупного левого притока Каракабак, впадавшего в главный ледник в месте поворота долины. Боковые моренные валы древнего Маашейского ледника протягиваются на поверхности тектоногенной ступени вдоль обоих склонов долины Маашей. Его конечные морены зафиксированы и в современной, и в оставленной (“старой”) долинах Чуи (Ивановский, 1962; Агатова и др., 2019), т.е. далеко за пределами современной долины Маашей. Более молодая, но сильно денудированная морена, образованная сливавшимися Маашейским и Каракабакским ледниками — свидетельство еще одной, значительно меньшей по масштабам, позднеплейстоценовой активизации ледников — постепенно снижая высоту, занимает долину Маашей на протяжении 4.5 км ниже места ее поворота до отметки около 1750 м. После таяния ледников и до настоящего времени происходит смещение морен вниз по склонам за счет обваливания, оползания, осыпания и линейной эрозии. По правому склону дополнительный обломочный материал поступает из кара и ближайшей ледниковой долины с СВ макросклона Северо-Чуйского хребта. На левобережье в устье

Каракабака в результате размыва и переотложения морен сформировался протяженный крупнообломочный конус выноса. Ниже конуса обширный участок днища долины вдоль Маашей заболочен. В 2 км от устья Маашей морены на левом склоне пререзает сток с высокоподнятого урочища Ештыккель. На днище врез в перемытые моренные отложения и подстилающие их скальные породы в нижней части долины Маашей достигает 100 м и заканчивается в устье обширным грубообломочным конусом выноса. Эта часть долины имеет наибольший уклон — до 68 м/км.

В средней части долины от устья р. Каракабак до морены МЛП ледника Маашей плейстоценовые морены практически полностью перекрыты более молодыми образованиями (обвалами, каменными глетчерами, осыпями) и сохраняются лишь фрагментарно на днище. У подножия скальных склонов, изрезанных частыми лавинными и эрозионно-осыпными лотками, сформировался мощный пролювиально-осыпной шлейф, в котором по степени задернованности и залесенности можно выделить как минимум две возрастные генерации. Отсутствие задернованности и древесной растительности является ярким признаком продолжающегося формирования осыпей. Переотложение обломочного материала на более низкий гипсометрический уровень происходит в результате обваливания (крупный обвал с правого склона в нижней части рассматриваемого участка долины) и медленного движения по типу каменных глетчеров (например, зарождающиеся каменные глетчеры у подножия левого склона ниже морены МЛП). Обломочный материал в виде осыпей, конусов выноса временных водотоков, каменных глетчеров поступает также из висячих долин боковых притоков, хотя основная его часть остается уже в пределах этих долин.

Рис. 1. Геоморфологическая схема долины р. Маашей. Выполнена на основе дешифрирования космического снимка World View 2 (2021/09/05) и полевых работ, выполнено в проекции WGS1984 UTM Zone 45. 1 — ледники; 2 — р. Маашей; 3 — контур максимального уровня оз. Маашей; 4 — залесенные участки; 5 — водораздельные гребни; денудационные формы рельефа: 6 — плечи нижнего (более молодого) трога, 7 — скальные склоны трогов, цирков, каров, 8 — участки днищ трогов, препарированные экзарацией, 9 — эрозионные склоны; аккумулятивные формы рельефа: 10 — моренный комплекс МЛП (ближайший к современным ледникам), 11 — второй от современных ледников моренный комплекс, 12 — третий моренный комплекс, 13 — четвертый моренный комплекс, 14 — участки сильно размывтой морены, 15 — коллювиально-селевые конусы, шлейфы и присклоновые валы (начальная фаза трансформации в каменные глетчеры), 16 — каменные глетчеры, 17 — склоны трогов и каров с делювиальным чехлом, 18 — пойма с аллювиальными и селевыми отложениями.

Fig. 1. Geomorphological scheme of the Maashei River valley. Based on the interpretation of the World View 2 satellite image (2021/09/05) and field work, performed in the WGS1984 UTM Zone 45 projection. 1 — glaciers; 2 — the Maashei River; 3 — contour of the maximum water level of Lake Maashei; 4 — forested areas; 5 — watershed ridges; denudation forms: 6 — shoulders of the lower (younger) trough, 7 — rocky slopes of troughs, cirques, kars, 8 — sections of trough bottoms prepared by exaration, 9 — erosional slopes; accumulation forms: 10 — moraine complex of the LIA (closest to modern glaciers), 11 — the second moraine complex from modern glaciers, 12 — the third moraine complex, 13 — the fourth moraine complex, 14 — sections of heavily eroded moraine, 15 — talus and proluvial cones, trails, protalus ramparts (initial phase of transformation into rock glaciers), 16 — rock glaciers, 17 — slopes of troughs and cirques with deluvial cover, 18 — floodplain with alluvial and mudflow deposits.



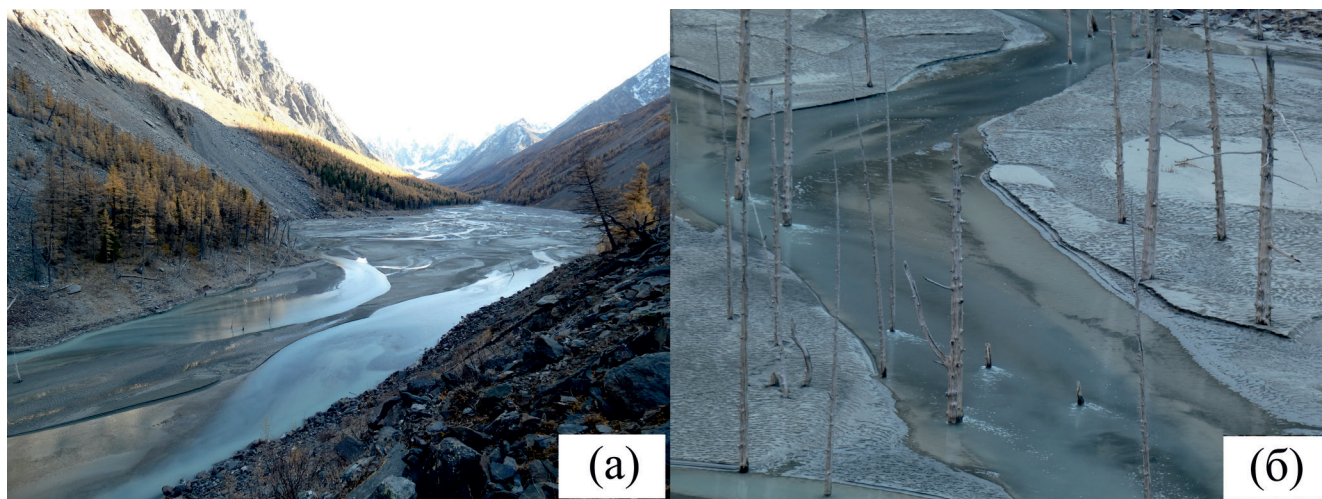


Рис. 2. Дно спущенного оз. Маашей через 10 лет после прорыва дамбы (а). Вследствие наполнения озера на днище и склонах долины происходила постепенная гибель деревьев (б). Фото А. Р. Агатовой (24 сентября 2022 г.).

Fig. 2. The bottom of the drained Maashei Lake 10 years after the dam broke (a). As the lake filled, trees gradually died on the bottom and slopes of the valley (б). Photo by A. R. Agatova (September 24, 2022).

В главной долине в местах ее сужения отдельные крупные осыпи смещают русло Маашей к противоположному склону. Смыкание крупного двуплостного каменного глетчера, берущего начало высоко на левом склоне в устье неглубокого, сейчас уже пустого кара, и осыпного конуса у подножия правого склона привело к подпруживанию русла Маашей и возникновению озера. Выше озера образовалась дельта с ветвящимися руслами. Дендрохронологическое определение времени постепенной гибели лиственниц, сохранявших вертикальное положение на затопленном участке (рис. 2б), показало, что озеро появилось не ранее 1720–1747 гг., т. е. 300 л. н. (Быков, 2001). При поднятии уровня расположенная у верхнего края озера дельта затоплялась. В настоящее время озерные осадки на осушенном в 2012 г. днище перебиваются разветвленной сетью русел (рис. 2а). Участок долины выше дамбы с озерно-дельтовыми отложениями имеет наименьший уклон — около 6 м/км.

Верховья долины заняты ледниками и комплексом морен, формирующихся с максимума МЛП, т. е. приблизительно с XVIII — середины XIX вв. Ледниковый цирк, из которого выходит ледник Большой Маашей, расположен значительно выше снеговой линии, что по сравнению с другими ледниками Алтая делает его более устойчивым в условиях современного потепления. Язык ледника протягивается на 3.9 км. Он обрамлен боковыми и конечными моренами, спускающимися ниже современного фронта ледника на 850 м до отметки 2160 м. Вверх по долине боковые моренные валы прослеживаются до отметок 2800–2900 м.

Их морфология свидетельствует о том, что в МЛП Маашейский ледник принимал левый и правый притоки, сейчас уже отделившиеся от него. В отличие от ясно выраженных в рельефе боковых морен фронтальная часть моренного комплекса уже значительно размыва тальми водами с ледника. Наступание Маашейского ледника в МЛП, возможно, имело размеры, схожие с таковыми в предыдущую историческую стадию: фрагменты более древней морены, маркируемые остатками погибших деревьев, отмечают по обрамлению морены МЛП (Назаров и др., 2022). Ледники, не сливавшиеся с главным ледником в МЛП, при отступании также оставили на днищах своих висячих долин значительные моренные комплексы, отличающиеся от более древних моренных отложений четкостью форм и незадернованностью. Наличие погребенного льда и большие уклоны днищ боковых долин способствуют перерождению морен в каменные глетчеры. На участке от фронта ледника Большой Маашей до фронта морены МЛП уклон достигает 57 м/км и сравним с уклоном в нижней эрозионной части долины.

4.2. Отступление ледников и рельефообразование в перигляциальной зоне

4.2.1. Современные ледники

В 2021 г. в верховьях р. Маашей сохранилось 30 ледников суммарной площадью 27.44 км², из них 27 относились к бассейну озера Маашей, их суммарная площадь составила 26.86 км². Система ледника Большой Маашей имела суммарную площадь 13.22 км².

Язык ледника Большой Маашей простирается в северном направлении примерно на 3,9 км. В верхней части его ширина достигает 900 м, постепенно уменьшаясь до 500–600 м в нижней части. При этом в верхней части полоса заморенного льда имеет ширину до 150 м по восточной периферии ледникового потока, а по западной — не более 100 м. Ледник между этими полосами значительно меньше заморенен (примерно на 10–15% площади). Полосы заморенного льда хотя и не потеряли еще движения, но уже отчетливо проявляется тенденция к превращению их в мертвый лед и отчленению их от более динамичной центральной части ледникового потока водотоками. В своем движении вниз по леднику восточная полоса заморенного льда сначала разделяется на 2 полосы, между которыми проявляется еще один поток сравнительно чистого льда. Примерно через 300 м полоса, что ближе к леднику, выклинивается, а другая спускается ниже и постепенно сужается до 10 м. Напротив, западная полоса заморенного льда расширяется, достигая ширины 300 м в нижней части ледника, в то время как полоса чистого льда там сужается до 130–150 м. Очевидно, моренный чехол значительно снижает абляцию загрязненных участков ледника, за счет чего они в нижней части ледника на 10–15 м возвышаются над полосой открытого льда, что усиливает ощущение ледникового потока, текущего в каменно-ледяных берегах.

Край ледника Большой Маашей в конце сезона абляции 2022 г. располагался на абс. высоте 2225 м. Наиболее низко спускалась центральная, слабо загрязненная моренным материалом часть ледника. Река Маашей вырывалась непосредственно из-под края ледника. Фронт ледника имел характер крутого лба, в краевой части его толщина визуально составляла ~15 м. Заморенная западная часть языка заканчивалась примерно на той же высотной отметке.

Высота границы питания в 2021 г., определенная по космоснимку Sentinel 2021/09/08, составляла в среднем 2890 м.

4.2.2. Сокращение ледников

В максимум МЛП в верховьях долины располагалось 13 ледников суммарной площадью 44,34 км², из них 12 ледников площадью 42,36 км² относились к бассейну оз. Маашей. Доминирующую роль в оледенении долины играл ледник Большой Маашей площадью 17,93 км², спускавшийся до высоты 2160 м (рис. 3).

К 1968 г. в верховьях долины число ледников возросло до 20, а в бассейне оз. Маашей — до 19. Ледник Большой Маашей потерял восточный приток, нижняя точка ледника соответствовала высоте

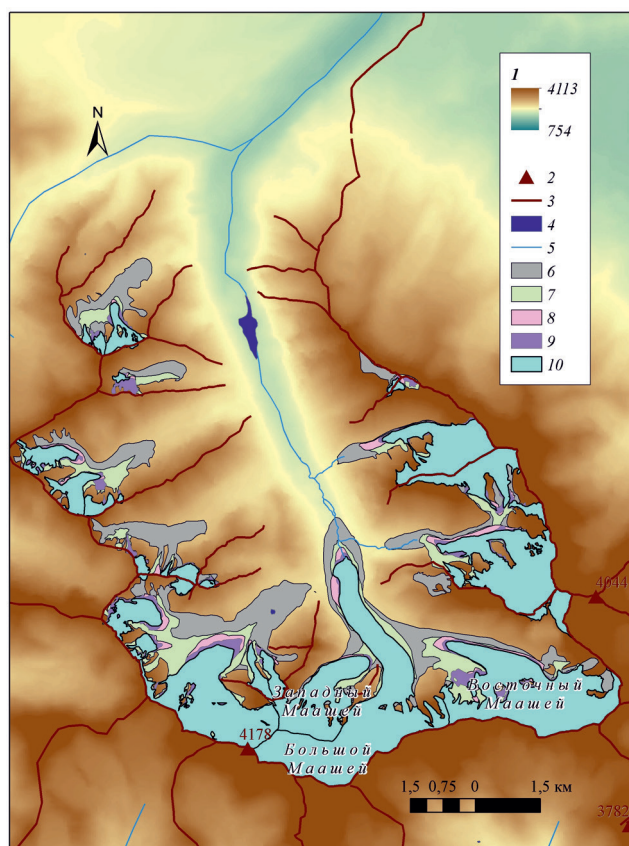


Рис. 3. Сокращение ледников верхней части долины р. Маашей после максимума МЛП. Выполнена на основе дешифрирования космоснимков World View 2 (2021/09/05), Landsat (2013.09.04), (2000.08.07), (22.07.2000), Corona (1968.08.10). и полевых работ, выполнено в проекции WGS1984 UTM Zone 45. 1 — высота (м); 2 — вершины; 3 — водораздельные гребни; 4 — оз. Маашей до 2012 г.; 5 — реки; сокращение ледников: 6 — с максимума МЛП по 1968 г., 7 — 1968–2000 гг., 8 — 2000–2013 гг., 9 — 2013–2021 гг., 10 — ледники по состоянию на 2021 г.

Fig. 3. Reduction of glaciers in the upper part of the Maashei River valley after the maximum of the LIA. Based on the interpretation of space images World View 2 (2021/09/05), Landsat (2013.09.04), (2000.08.07), (22.07.2000), Corona (1968.08.10). and field work, performed in the WGS1984 UTM Zone 45 projection. 1 — height (m); 2 — peaks; 3 — watershed ridges; 4 — Lake Maashei before 2012; 5 — rivers; glacier shrinkage: 6 — from the maximum of the LIA to 1968, 7 — 1968–2000, 8 — 2000–2013, 9 — 2013–2021, 10 — glaciers as of 2021.

2196 м. К 2000 г. дальнейшее дробление крупных ледников привело к увеличению их числа до 32 и 29 соответственно. Ледник Большой Маашей утратил крупный западный приток, его нижняя точка поднялась до отметки 2209 м. Сокращение площади ледников в этом интервале времени возросло (табл. 1). К 2013 г. число ледников не изменилось. Приостановка распада ледника Большой Маашей

Таблица 1. Скорость сокращения площади ледников в долине р. Маашей**Table 1.** The rate of reduction of glacier area in the Maashei River valley

Период	Верховья р. Маашей		Бассейн оз. Маашей		Система ледника Большой Маашей	
	А	О	А	О	А	О
Максимум МЛП – 1968	0.086	0.19	0.077	0.18	0.023	0.13
1968–2000	0.124	0.36	0.116	0.37	0.046	0.30
2000–2013	0.092	0.30	0.090	0.35	0.015	0.11
2013–2021	0.200	0.69	0.189	0.67	0.049	0.36

Примечания: А – абсолютная скорость сокращения, км²/год, О – относительная скорость сокращения, %/год.

Notes: A – absolute rate of decline, km²/year, O – relative rate of decline, %/year.

привела к замедлению скоростей сокращения площади ледников. Резкое ускорение сокращения площади ледников, как малых, так и крупных отмечено в интервале 2013–2021 гг., когда оно было наибольшим за все рассмотренные периоды.

В целом край ледника Большой Маашей отступил от своего положения в максимум МЛП на 1 км, скорость отступления постепенно возрастала и достигла в 2019–2022 гг. средней величины – приблизительно 29 м/год (Ganyushkin et al., 2023). Суммарная потеря площади ледников с максимума МЛП составила 16.9 км² (38%).

Отметим также, что в верхней части долины перестройка гидрографической сети была в рассматриваемый период в основном предопределена динамикой ледников. Поскольку подавляющее большинство водотоков берет начало у краев ледников, по мере отступления последних происходило смещение их истоков вверх по склону. Наиболее выраженным этот процесс был у основного истока р. Маашей, сместившегося с максимума МЛП примерно на 1 км в южном направлении.

4.3. Характер распределения и состав растительного покрова

Древесная растительность широко представлена преимущественно в нижней и средней частях и фрагментарно в верхней части долины р. Маашей. Сомкнутые леса (сомкнутость полога 0.4 и выше) представлены двумя основными типами:

1. Лиственнично-кедровые и кедрово-лиственничные леса (*Larix sibirica*, *Pinus sibirica*) кустарниковые (*Lonicera altaica*, *Spiraea media*, *S. chamaedryfolia*) кустарничковые (*Vaccinium vitis-idaea*, *Empetrum nigrum*, *Calamagrostis* sp., *Bergenia crassifolia*), зеленомошные (*Hylocomium splendens*, *Pleurozium schreberi*).

2. Лиственничные леса (*Larix sibirica*) кустарниковые (*Spiraea chamaedryfolia*, *Berberis sibirica*, *Juniperus sibirica*, *J. pseudosabina*)

злаково-кустарничковые и злаково-разнотравные, часто зеленомошные (*Hylocomium splendens*, *Pleurozium schreberi*).

Леса с доминированием и содоминированием *Pinus sibirica* занимают 5 км² в пределах двух описываемых участков долины и приурочены преимущественно к нижним частям склонов по обоим бортам долины. Кедровые леса поднимаются вверх по склонам до высоты 2250 м, вверх по долине до высоты 2100 м.

Лиственничные леса распространены более широко и занимают 9.6 км² по всей протяженности долины. Зона их распространения соответствует склонам долины выше лесов с участием кедра; периферийной зоне вокруг морены МЛП ледника Большой Маашей и послепожарным участкам среди смешанных лесов. Подобные послепожарные монодоминантные лиственничники распространены также в соседней долине Актру (Тимошок и др., 2014). В долине также распространены пойменные леса – елово-лиственничные (*Larix sibirica*, *Picea obovata*) злаковые травяные и кустарниковые заросли (*Betula rotundifolia*, *Dasiphora fruticosa*, *Salix* sp.).

К разреженной древесной растительности, рассматриваемой далее в тексте, нами отнесены:

1. Разреженные лиственничные леса с обильным кустарниковым ярусом *Betula rotundifolia*.

2. Лиственничные редколесья кустарниковые (*Spiraea chamaedryfolia*, *Berberis sibirica*, *Juniperus sibirica*, *J. pseudosabina*, *Betula rotundifolia*) злаково-разнотравные.

3. Ерники *Betula rotundifolia* с куртинами лиственниц и лиственничным подростом, реже – единичными кедрами.

4. Пустоши с единичными лиственницами, реже – кедрами.

5. Луга выше верхней границы леса в нижней части долины с куртинами лиственниц и единичными лиственницами.

6. Сомкнутые ивовые сообщества с единичными лиственницами на морене МЛП.

В нижней ЮЗ–СВ части долины правый склон СЗ экспозиции залесен полностью. На левом склоне лес закрепился в более пологой нижней части и на Карабакской морене, при этом лесные массивы перемежаются с безлесными степными участками, формирование которых помимо ЮВ экспозиции склона обусловлено выпасом скота. Гибель леса на склонах происходит в основном в результате камнепадов, обвалов и снежных лавин, на днище долины — под воздействием крупных паводков и селей. Так, массовый вывал деревьев вдоль русла, в том числе на приустьевом конусе выноса, произошел в результате катастрофического осушения оз. Маашей в 2012 г. Деревья гибли под напором воды, а также от ударов переносимых потоками валунов. Многие упавшие деревья были частично занесены грязекаменным материалом. Зона воздействия катастрофического паводка значительно превысила площадь поймы, затопливаемой в ходе ежегодных паводков, вызванных весенне–летним таянием снега и ледников. В результате местами было подрезано основание обломочного чехла на склонах, что в дальнейшем привело к его дестабилизации и гибели леса. Еще одной причиной гибели леса служат периодические пожары.

В средней части долины древесная растительность распространена преимущественно на ледниковых отложениях и обломочном чехле у подножия обоих склонов. Распространение деревьев вверх по склонам ограничивается преобладанием здесь крутых скальных участков, а также активностью склоновых процессов. Наиболее высоко древесная растительность продвигается на левом склоне СВ экспозиции. В то же время вверх по долине плотность древостоя заметно уменьшается. Это связано не столько с более молодым возрастом новообразованных поверхностей и меньшей продолжительностью их освоения растительностью, сколько с понижением температуры с высотой и постепенной сменой лесного пояса тундрой. При этом мозаичное появление элементов тундровой растительности наблюдается еще в пределах распространения пояса высокогорной тайги. Выше разреженной древесной растительности в этой части долины фрагментарно распространены луга и заросли ерников, приуроченные к днищам трогов и участкам аккумуляции рыхлого материала со склонов.

Анализируя распределение площадей, занятых лесными массивами по разным бортам долины в настоящее время (доп. материалы, рис. 1а, б), можно сделать следующие выводы.

1. В диапазоне высот 1500–1950 м на восточном подветренном склоне господствуют сомкнутые

леса, тогда как на западном склоне их доля колеблется от 20 до 70%. Эти различия обусловлены большей антропогенной нагрузкой (в результате деятельности как местных жителей, так и туристов) на левый борт долины, где проходит дорога к леднику Большой Маашей и расположены пастбища и зимники.

2. В диапазоне высот 2200–2300 м на восточном склоне площади, занятые редколесьями, выше, чем на западном, что, скорее всего, связано с лучшими условиями увлажнения правого борта.

3. Участки разреженной древесной растительности поднимаются выше на западном склоне. По нашему мнению, это является следствием того, что на восточном склоне лимитирующим фактором для распространения леса (особенно в верхней части долины) является эдафический (множественные выходы коренных пород препятствуют продвижению леса вверх по склонам), тогда как на западном склоне при более благоприятном пологом рельефе лимитирующий фактор — климатический.

В верхней части долины в настоящее время идет активное освоение пионерной растительностью моренного комплекса перед ледниками. Анализ космоснимков показал, что еще в 2019 г. на месте распространения пионерной растительности находился край ледника Большой Маашей. Из этого можно сделать вывод, что растительность начала формироваться сразу же после его отступления. Молодые морены вблизи ледника постоянно подвергаются размыву и переработке текучими водами, что сказывается на распространении растительности и дифференциации ее в зависимости от мезо- и микрорельефа и увлажнения. Первые экземпляры *Chamaenerion latifolium*, приуроченные к участкам текучих вод, появляются уже в 65–70 м от современного края ледника. К сожалению, краткосрочность полевых работ не позволила полностью определить видовой состав пионерной растительности морен, однако, можно говорить о распространении кустарничково-травянистых (с участием *Myricaria davurica*, *Castilleja pallida*) и ивовых (*Salix glauca*, *S. saposhnikovii*, *S. berberifolia*) сообществ на наиболее стабильных валах, наличии видов семейства Роасеае. Широкое распространение видов рода *Salix* на молодых моренах отмечается и в долине р. Актру (Диркс и др., 2008). Можно предположить, что основные пионерные виды на моренах МЛП в долине р. Маашей также относятся к семействам Salicaceae, Brassicaceae, Caryophyllaceae, Роасеае, Asteraceae, Fabaceae (Диркс и др., 2008). На стабилизировавшихся после вытаявания льда участках морен помимо кустарниковой и травянистой растительности уже появляются отдельные молодые лиственницы, их число растет по мере

Таблица 2. Площади, занятые древесной растительностью, в 1968 и 2022 гг.
Table 2. Areas covered by woody vegetation in 1968 and 2022

Лес	Площадь, км ²					
	Склон восточной экспозиции		Склон западной экспозиции		Долина в целом	
	1968 г.	2022 г.	1968 г.	2022 г.	1968 г.	2022 г.
Разреженный	4.3	4.8	5.6	3.5	9.9	8.3
Сомкнутый	5.2	7.4	5.3	7.3	10.5	14.7
Общая площадь	9.5	12.2	10.9	10.8	20.4	23.0

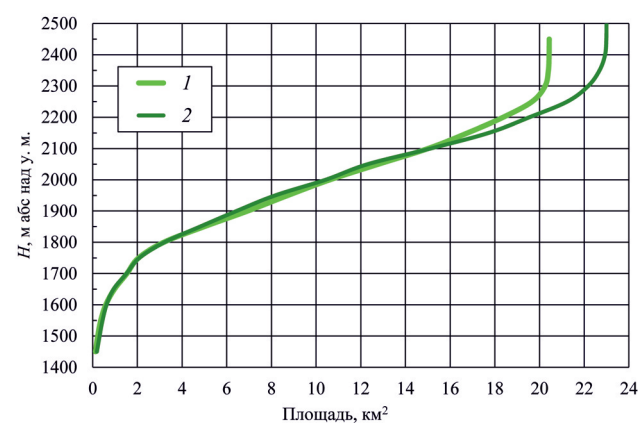


Рис. 4. Кумулятивные кривые площадей, занятых древесной растительностью, по 100-м высотным ступеням для двух временных срезов: 1968 г. (1), 2022 г. (2).
Fig. 4. Cumulative curves of areas occupied by woody vegetation, by 100-th altitude steps for two time slices: 1968 (1), 2022 (2).

продвижения от современного края ледника вниз по долине. Граница между ивняками с единичными лиственницами и лиственничным редколесьем проходит примерно по границе конечной морены МЛП.

Пионерная растительность сильно зависит от степени динамичности недавно освободившихся ото льда участков. Но в то же время корневища растений, в особенности кустарничков и кустарников, препятствуют процессам выветривания, размыва и переноса рыхлых отложений, тем самым стабилизируя рельеф перигляциальной зоны. Отдельно стоит отметить, что сопутствующие процессы формирования фрагментарных слабо развитых почв также способствуют стабилизации рельефа, а не только являются ее следствием.

4.3.1. Динамика лесной растительности

Суммарная площадь леса в пределах обследуемой территории составляет в настоящее время 23 км². С 1968 г. она увеличилась на 15%

(табл. 2), в основном, за счет увеличения площади сомкнутых лесов.

При рассмотрении разновременных снимков, во-первых, можно наблюдать тенденцию перехода участков разреженной древесной растительности в сомкнутые древостой, во-вторых – повышения ВГЛ, более выраженного на склоне восточной экспозиции в связи с геолого-геоморфологическими особенностями. Так, для склона западной экспозиции характерны расположенные на более низких гипсометрических уровнях выходы коренных пород, ограничивающие продвижение леса вверх по склону. Для склона восточной экспозиции, в свою очередь, свойственны троговые долины с более выположенным и благоприятным для развития леса рельефом.

Учитывая различие в определениях ВГЛ, авторы далее по тексту употребляют понятие ВГЛ в значении верхней границы групп деревьев (редин) (Горчаковский, Шиятов, 1985; Осипова, Братков, 2020). Согласно полученным данным, за 50 лет ВГЛ поднялась по склонам с 2450 до 2500 м (рис. 4), наибольшее продвижение зафиксировано в средней части долины. Соответственно, суммарное поднятие составило 50 м, средняя скорость поднятия – около 1 м/год. На ВГЛ распространены ерники и пустоши с единичными лиственницами и лиственничным подростом, реже – с единичными кедром и подростом кедра. Верхняя граница сомкнутого древостоя также продвинулась вверх по склонам на 50 м и в настоящее время находится на высоте около 2350 м.

Вверх по дну долины лиственницы продвинулись от высоты 2168 м в 1968 г. до 2200 м в 2022 г. На морене МЛП ледника Большой Маашей на высоте 2150–2200 м произрастают ивовые сообщества с единичными взрослыми лиственницами и разреженные ивняки с единичным подростом лиственницы высотой до 1 м. Среди сообществ с участием древесных пород эти сообщества являются наиболее близкими к современному краю ледника.

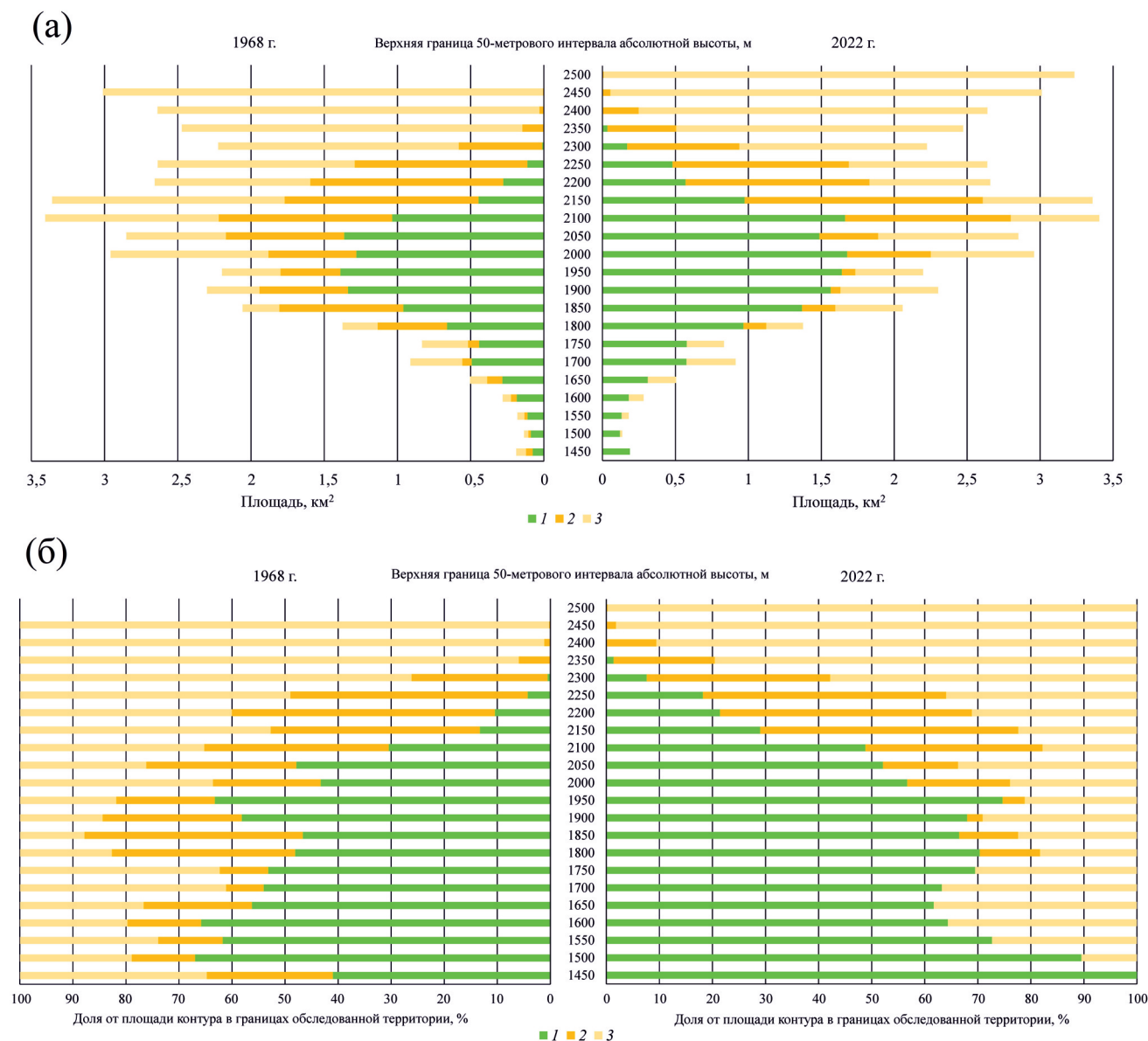


Рис. 5. Распределение площадей, занятых сомкнутыми лесами и разреженной древесной растительностью, по высотным интервалам для двух временных срезов: (а) – в абсолютных величинах; (б) – в относительных величинах; 1 – сомкнутый лес; 2 – разреженная древесная растительность; 3 – лес отсутствует.

Fig. 5. Distribution of areas occupied by closed forests and sparse woody vegetation by altitude intervals for two time slices: (a) – in absolute values; (б) – in relative values; 1 – closed forest; 2 – sparse woody vegetation; 3 – no forest.

Распределение площадей, занятых сомкнутым лесом и разреженной древесной растительностью в границах обследованной территории в 1968 и 2022 гг. (рис. 5), позволяет выявить следующие закономерности.

1. В долине происходит увеличение доли сомкнутых лесов за счет перехода разреженной древесной растительности в сомкнутые древостои. Так, в интервале высот 1450–1750 м современная разреженная древесная растительность вовсе не

выявлена, однако, этот диапазон высот занимает небольшую площадь относительно площади всей долины в целом. В диапазоне высот 1750–2300 м наряду с увеличением доли сомкнутых лесов происходит и увеличение доли разреженных участков древесной растительности относительно общей площади конкретного высотного интервала.

2. В диапазоне высот 2300–2500 м можно наблюдать увеличение площади разреженного древостоя, что и обуславливает продвижение ВГЛ вверх.

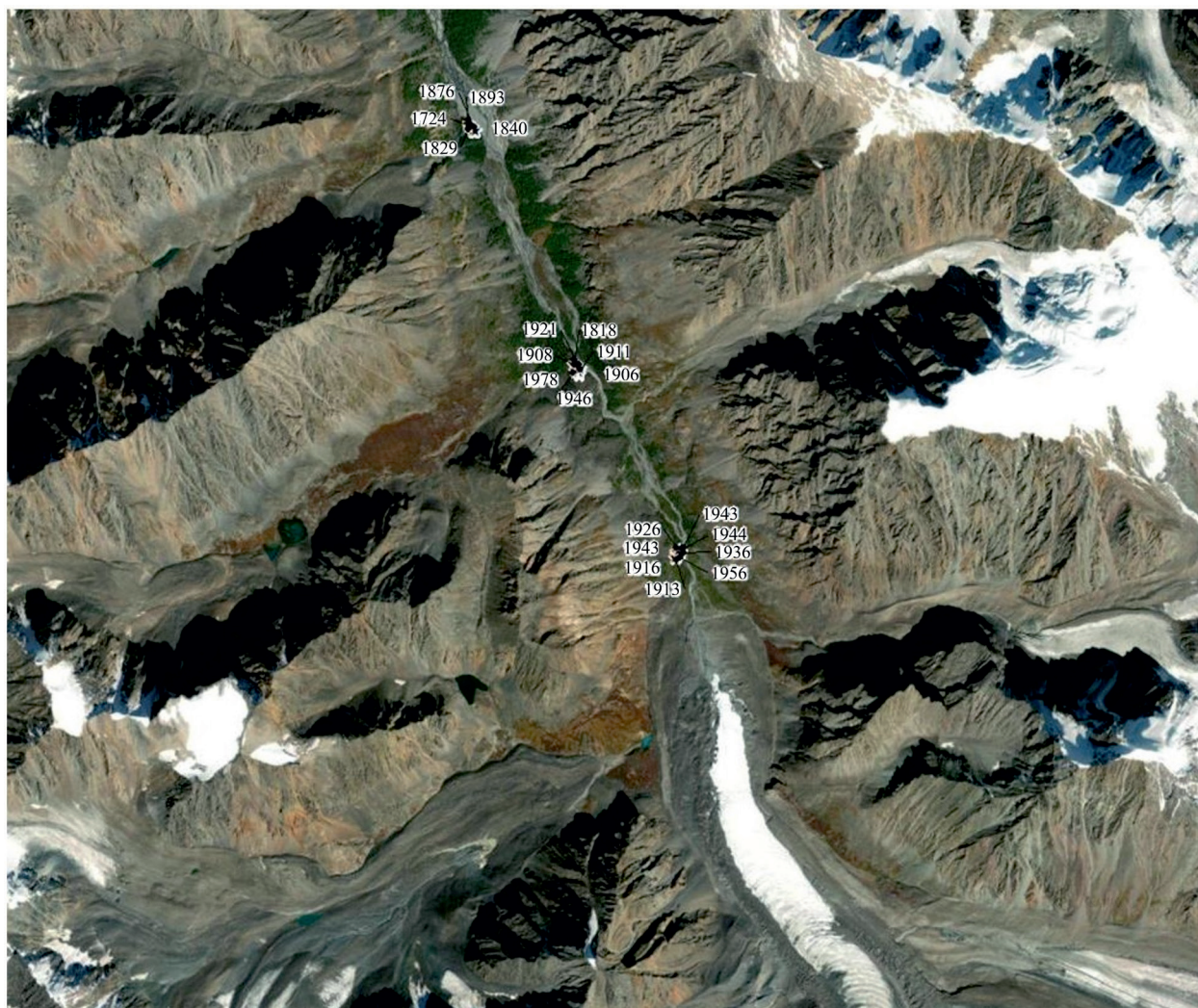


Рис. 6. Ключевые участки отбора кернов деревьев в верхней части долины р. Маашей, с указанием даты появления деревьев.

Fig. 6. Key tree core sampling sites in the upper Maashei River valley, with tree emergence dates indicated.

Анализ возраста деревьев, выполненный по отобраным кернам древесины, показывает, что он закономерно уменьшается вверх по долине: в 6.4 км от края Маашейского ледника самые старые деревья появились в начале XVIII в. (1724 г.), в 3.5 км от края ледника — с начала XIX в. по начало XX в. (1818–1921 гг.), а перед мореной и на морене МЛП — начале–середине XX в. (1913–1956 гг.) (рис. 6).

Выявлено, что в верховье р. Маашей древесная растительность на днище долины встречается до абс. высоты 2200 м — в 400 м от ледника в 2021 г. На склонах долины в приледниковой зоне древесная растительность поднимается до высоты 2375 м и произрастает не ближе 450–500 м от ледника. Ближе указанных расстояний от края ледника взрослые деревья (старше 15–20 лет) обнаружены

не были. Сходная закономерность фиксировалась в долине р. Аккол (Южно-Чуйский хребет) (Бочаров и др., 2014).

С учетом положения фронта ледника в максимум МЛП, в 1968, 2013 и 2021 гг. и расстояния от края ледника, на котором не появляется взрослая древесная растительность (400 м), были выделены 4 участка по периодам предполагаемого наиболее раннего появления деревьев (рис. 7): ранее максимума МЛП, с максимума МЛП до 1968, 1968–2013, 2013–2021 гг. (далее участки 1–4 соответственно). Распространение древесной растительности происходило не только вслед за отступанием фронта ледника, но и вверх по склонам долины. Поэтому можно предположить уменьшение возраста групп деревьев с увеличением абс. высоты освоенных ими участков склона.

Самые верхние части участка 1 располагаются в 400–450 м перед моренным комплексом МЛП и на расстоянии 1650–1700 м от края ледника в 2021 г. На дне долины на обоих берегах реки они поднимаются до высоты 2145–2150 м, а на склонах — до высоты 2320 м.

Участок 2 располагается как перед, так и внутри моренного комплекса МЛП на расстоянии 1000–800 м от края ледника в 2021 г. и поднимается от русла реки (2150–2170 м) по склонам долины до отметки высот 2325 м. Он включает деревья, где мы отбирали керны, время появления которых по результатам анализа оказалось в интервале 1913–1956 гг. Это подтверждает нашу оценку возраста деревьев участка в целом. Обособленно выделяется отдельно стоящее дерево возрастом около 100 лет, по левой стороне долины на склоне на отметке 2375 м, в 675 м от края ледника в 2021 г. перед моренным комплексом МЛП. Это дерево появилось выше уровня края языка ледника в период с максимума МЛП до 1968 гг.

Участок 3 располагается внутри моренного комплекса МЛП, на расстоянии 600–750 м от края ледника 2021 г. Древесная растительность здесь крайне разрежена. По левой стороне долины на отметке 2315–2360 м и в 500–600 м от края ледника в 2021 г. выделяются отдельно стоящие деревья, которые размещаются как перед, так и внутри моренного комплекса МЛП.

Деревья участка 4 представлены в виде небольшой группы по левой стороне долины внутри моренного комплекса МЛП на отметке 2260–2270 м в 400 м от края ледника в 2021 г.

Таким образом, с максимума МЛП продвижение верхней границы леса по днищу долины составило около 800 м, а подъем — 50–55 м, из которых приблизительно 32 м приходится на период после 1968 г.

4.4. Катастрофический спуск озера Маашей, его предпосылки и ландшафтно-геоморфологические последствия

Завальное оз. Маашей было расположено в верховьях одноименной реки на высоте 1984 м над у.м. и образовалось при постепенном перекрытии ее стока каменным глетчером и осыпным конусом с левого и правого склона долины соответственно. В 1998 г. его глубина у плотины составляла 12 м при средних значениях 3–3.5 м, в 2010 г. — 8 м и 3–4 м соответственно; при длине 1485 м и ширине 450 м площадь озера оценивалась в 0.27 км² (Borodavko et al., 2013).

Исследователи, побывавшие в долине в 1998 и 2010 гг. (Borodavko et al., 2013, Быков, 2013), отмечали быстрый рост узкого залива в нижней части

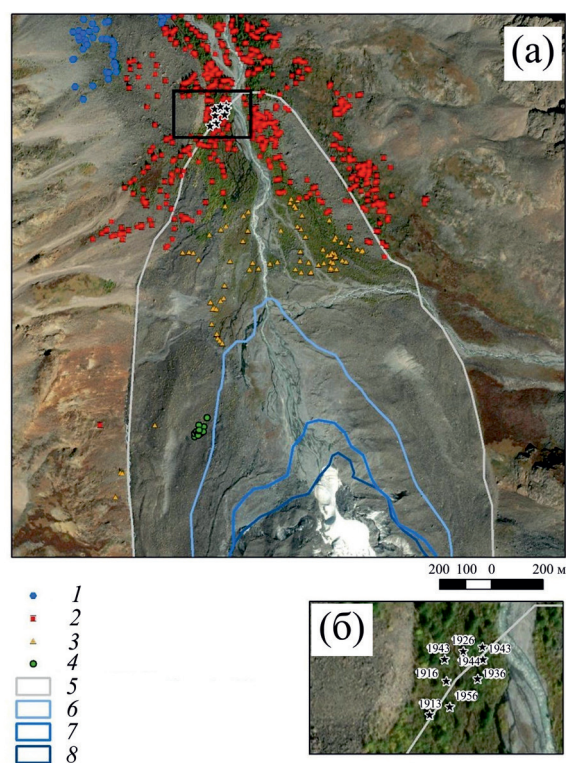


Рис. 7. Схема положения фронта ледника Маашей в разные годы и группы деревьев по времени их появления (а) на космоснимке World View 2 (2021/09/05). На фрагменте снимка (б) (место указано на снимке (а) черной рамкой) показаны места отбора кернов с указанием даты появления деревьев. Периоды появления первых деревьев: 1 — до максимума МЛП, 2 — с максимума МЛП до 1968 гг., 3 — 1968–2013 гг., 4 — 2013–2021 гг.; положение ледника Большой Маашей: 5 — в максимум МЛП, 6 — 1968 г., 7 — 2013 г., 8 — 2021 г.

Fig. 7. A scheme of the Maashei Glacier front's position in different years and tree groups by the time of their emergence (a) on a World View 2 satellite image (2021/09/05). The section of image (b) (the location is indicated in image (a) by a black frame) shows the core sampling locations with the dates of tree emergence. Periods of appearance of the first trees: 1 — to the maximum of the LIA, 2 — from the maximum of the LIA to 1968, 3 — 1968–2013, 4 — 2013–2021; position of the Bolshoy Maashei Glacier: 5 — in the maximum of the LIA, 6 — 1968, 7 — 2013, 8 — 2021.

озера и его влияние на деградацию погребенного льда в дамбе. Озеро испытывало не только ежегодные, но и значительные сезонные колебания уровня, вплоть до осушения в зимнее время. Проведенный нами анализ спутниковых снимков позволил выявить внутригодовую и межгодовую изменчивости величины площади зеркала озера, что косвенно свидетельствовало об изменении притока воды к водоему, а, следовательно, и об его уровненом режиме. В качестве примера внутригодовой

изменчивости приведем восстановленный внутри-годовой цикл изменения площади озера за 2004, 2010 и 2011 гг. по нескольким временным срезам, которые показали, что в зимний период озеро спускалось полностью, а начиная с мая—июня, снова происходило заполнение озерной котловины. Максимальная площадь и, соответственно, объем водоема приходились на июль—август, когда таяние ледника максимально. С сентября происходило сокращение размеров озера, и в октябре—ноябре оно полностью спускалось (доп. материалы, рис. 2).

Существование озера только в теплый период года свидетельствовало о том, что главным источником питания водоема являлись талые ледниковые воды, а полный спуск озера в осенне—зимний период указывал на наличие в теле подпруживающей плотины фильтрационных каналов, по которым осуществлялся сток. Была оценена пропускная способность фильтрационных каналов для периода сокращения площади и объема озера в осенний период (Распутина и др., 2024). Расход оттока озерных вод по фильтрационным каналам варьировал от 1.4 до 1.6 м³/с. По данным изотопного анализа вклад ледниковых вод в питание р. Маашей на момент проведения полевых исследований составлял 80%, что также подтверждает преимущественно ледниковое питание озера.

В многолетнем разрезе площадь озера увеличивалась к концу периода абляции каждого года (трансгрессивная стадия развития), что обусловлено большим притоком воды в результате повышенного таяния ледника в условиях нестабильной климатической ситуации (несмотря на то, что водоем спускался в осенне—зимний период, на следующий год в течение теплого периода заново происходило заполнение озерной котловины тальми ледниковыми водами, причем объем озера с течением времени становился больше). Наиболее интенсивное увеличение размеров озера наблюдалось с конца 1980-х по начало 2000-х гг. (Распутина и др., 2024). В этот период времени (в конце 1980-х годов) увеличились темпы отступления ледника Большой Маашей: с 3.2 ± 1 м/год (с 1962 до 1989 г.) до 7.1 ± 2.0 м/год (с 1989 г. по 2010 г.), а с 2010 г. темпы отступления ледника увеличились до 14.0 ± 2.0 м/год (Ganyushkin et al., 2023). Также этот этап развития озера соответствует этапу относительно высоких скоростей сокращения площадей ледников в бассейне озера (табл. 1).

В июле 2012 г. в результате затяжных ливней с 13 по 15 июля произошло переполнение озерной ванны. По данным метеостанции Кара-Тюрек, которая находится в 82 км к западу от водоема, суммарное количество осадков за этот период составило 67.4 мм (Булыгина и др., 2014). При этом в день

прорыва озера (15 июля 2012 г.) в течение 12 ч выпало 34 мм осадков, что относится к категории опасных метеорологических явлений для селеопасных горных районов согласно перечню опасных явлений Западно-Сибирского УГМС (<http://www.meteo-nso.ru/pages/115/>). Резкое углубление залива, возможно спровоцированное обрушением фильтрационного канала стока в теле дамбы (Распутина и др., 2024), привело к ее прорезанию на глубину 8—10 м (Borodavko et al., 2013; Распутина и др., 2024) и к быстрому спуску озера. Длительность спуска по разным оценкам не превышала 2.5 (Borodavko et al., 2013) — 5.5 ч (Распутина и др., 2024). Согласно моделированию (Распутина и др., 2024), средние скорости течения воды изменялись от 0.2 м/с в начале прорыва до 5—7 м/с на пике прорывного паводка, максимальный расход воды на пике составил 694 м³/с. (Herget et al., 2013) рассчитали несколько более высокую скорость паводка — 6—8 м/с.

Последствия катастрофического осушения оз. Маашей исследовались нами в сентябре 2022 г. — через 10 лет после события. Это позволило в том числе оценить скорость затухивания следов подобных катастроф в высокогорных долинах Алтая. Основными последствиями спуска озера и прохождения этого катастрофического потока в долине Маашей стали:

1. Устойчивое осушение участка днища долины, около 3 последних столетий занимавшегося сезонно заполняемым оз. Маашей.
2. Формирование глубокого и широкого прорана в теле обломочной плотины, затрудняющего заполнение озера в его прежних максимальных размерах.
3. Перекрытие селевыми отложениями большой площади днища долины и локальное изменение конфигурации и положения речных русел.
4. Массовая гибель леса в средней и нижней частях долины — от места прорана до конуса выноса в долине Чуи, и формирование множественных завалов из стволов деревьев и обломочной массы.
5. Подрезка потоком основания склонов в местах сужения долины или поворота потока и, как следствие, резкая активизация склоновых процессов выше по склонам.

Дно осушенного озера с еще сохранившимися вертикально стоящими стволами погибших при затоплении деревьев теперь подвержено размыву многочисленными меандрирующими руслами. Быстрое снижение уровня озера в ходе прорыва активизировало склоновые процессы в приустьевой части бывшей озерной ванны: свежие осыпи и оплывины уже частично перекрыли здесь правый береговой уступ (рис. 8).

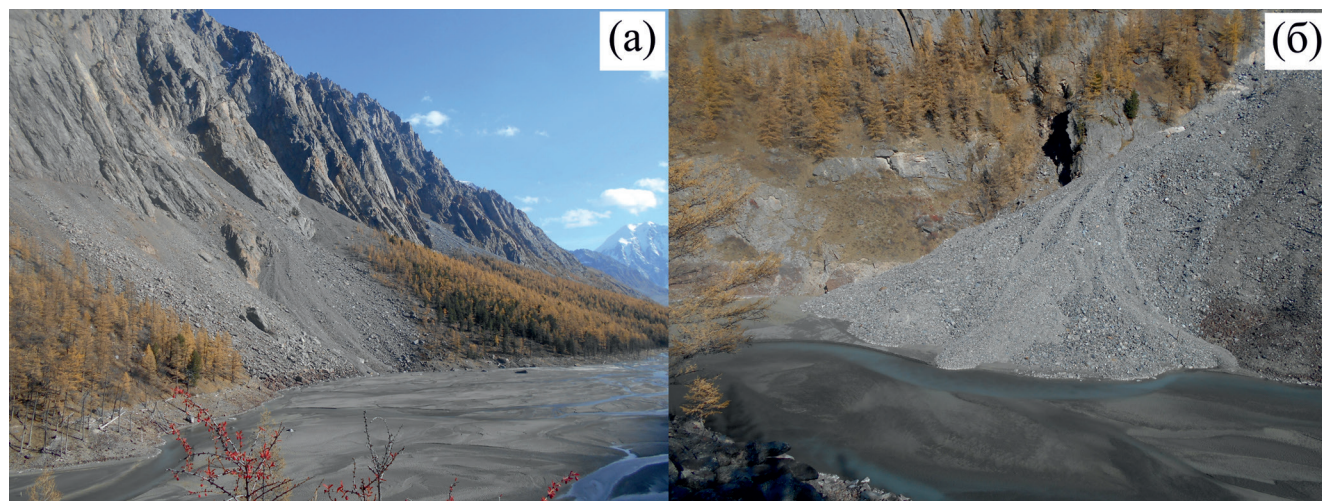


Рис. 8. Посткатастрофическая активизация склоновых процессов по периметру котловины бывшего оз. Маашей: (а) — осыпных; (б) — селевых. Фото Д. А. Ганюшкина.

Fig. 8. Post-catastrophic activation of slope processes along the perimeter of the basin of the former Lake Maashei: (a) — talus; (b) — mudflow. Photos by D. A. Ganyushkin.

Гибель древесной растительности произошла и в районе образовавшегося прорана — трапецевидной долины глубиной до 8–12 м, длиной около 350 м и шириной до 80–90 м в верхней части. Над врезом произошло частичное разрушение правобережной осыпи на высоту до 40 м. В движение водной массой вовлекался обломочный субстрат за счет размыва дамбы, склоновых отложений, аллювия. На пути длиной 10 км прорывной поток неоднократно менял направление, встречая преграды в виде обвалов, осыпей, пролювиальных конусов и подрезая склоны на высоту от 5–6 до 20 м. Уже в самом начале пути после удара о крупный правобережный обвал, предположительно перекрывающий конечную морену (возможно, сформированную в аккемскую стадию в позднем дриасе), водо-грязекаменный поток развернулся на 90° и зачистил от леса практически всю пойму на ширину до 190 м (рис. 9б, участок 1). Площадь уничтоженного леса на данном участке составила около 0.028 км², сейчас он представлен сухостоем из *Picea obovata* и *Larix sibirica*. На новообразованном конусе выноса древесная растительность, впоследствии практически полностью погибшая от перекрытия оснований стволов селевыми отложениями (рис. 10а), сохранилась лишь узкими полосами — на данном участке поток, вероятно, еще разделялся на несколько рукавов. Однако ниже в резком — до 20–30 м — сужении долины во фронте этого обвала (рис. 9б, участок 2) селевая масса прошла единым потоком, увеличивая скорость. На левом берегу это привело к размыву и обнажению моренных отложений, на правом — подрезало залесенный склон

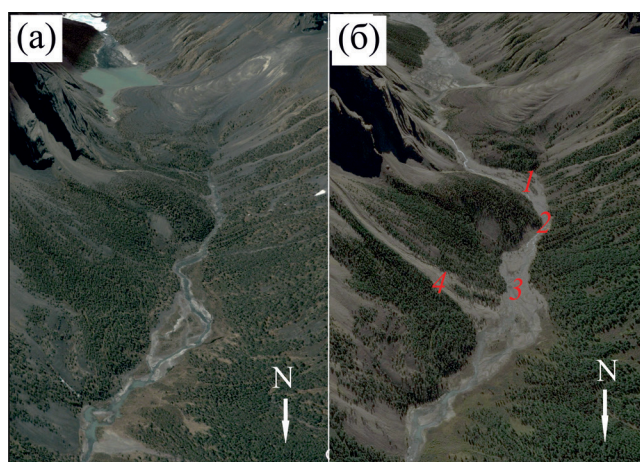


Рис. 9. Средняя часть долины Маашей до спуска озера и прохождения прорывного паводка 15 июля 2012 г. (а) и после (б). Снимки из базы данных Google Earth, 2002 и 2013 гг. 1 — участок аккумуляции селевых отложений (конус выноса) ниже прорана; 2 — участок сужения потока; 3 — участок аккумуляции селевых отложений в месте расширения поймы; 4 — участок погибшего леса в результате схода селея с правого борта долины.

Fig. 9. The middle part of the Maashei valley before (a) and after (b) the lake draining and the breakthrough flood on July 15, 2012. Images from the Google Earth database, 2002 and 2013. 1 — an area of accumulation of mudflow deposits (alluvial fan) below the ravine; 2 — an area of narrowing of the flow; 3 — an area of accumulation of mudflow deposits at the place of widening of the floodplain; 4 — an area of dead forest as a result of the mudflow coming down from the right side of the valley.

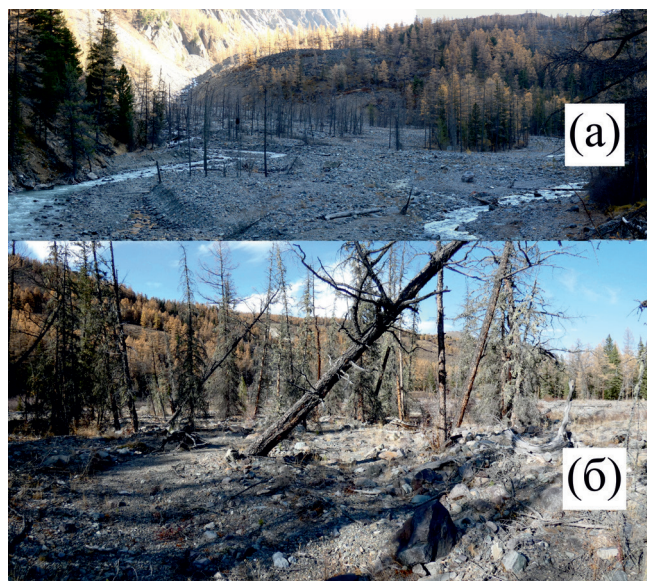


Рис. 10. Гибель леса на пойме от перекрытия селевыми отложениями: (а) — участок долины ниже прорезанной дамбы; (б) — расширение долины в месте ее поворота на северо-восток. Фото А. Р. Агатовой, 24–25 сентября 2022 г.

Fig. 10. Forest death on the floodplain due to blockage by mudflow deposits: (a) — section of the valley below the cut dam; (b) — widening of the valley where it turns to the northeast. Photo by A. R. Agatova, September 24–25, 2022.

обвала на высоту до 20 м (эта величина включает и последующее отседание склона, т.е. изначально склон был подрезан на меньшую высоту).

Ниже по течению вплоть до поворота долины в местах четковидного расширения поймы вследствие снижения скорости потока происходила аккумуляция крупнообломочного каменного материала. Вырванные и перенесенные стволы деревьев сгружались в виде баррикад перед каким-либо препятствием либо при снижении глубины потока (рис. 11). Интересным фактом является частичная сохранность коры на многих поваленных стволах лиственниц спустя 10 лет после катастрофы.

Ширина перекрытых селевыми отложениями наиболее крупных расширений поймы в этой относительно пологой части долины (до устья р. Каракабак) составляет 150–200 м, достигая максимума — 260 м — в месте поворота долины. В пределах зоны аккумуляции многие деревья, не вырванные паводком, погибли позднее вследствие перекрытия корневой шейки обломочным материалом (рис. 10б).

Редкие острова не затронутой паводком старой поймы отличаются от яркого светло-серого селевого субстрата более темным серым цветом и наличием кустарниковой и древесной растительности.



Рис. 11. Скопления стволов погибших в ходе паводка деревьев на пойме Маашея. Фото А. Р. Агатовой, 25 сентября 2022 г.

Fig. 11. Clusters of tree trunks that died during the flood on the Maashei floodplain. Photo by A. R. Agatova, September 25, 2022.

В пределах зоны аккумуляции нами были зафиксированы локальные отседания склона вдоль трещин и суффозионные просадки, вызванные изменениями обводненности субстрата.

Высоту потока можно оценить по деформации коры на устоявших стволах деревьев (рис. 12). На удалении почти 3 км от места прорыва она составляла около 2.5–3 м — на такой высоте от современного русла до сих пор сохраняются скопления дерна и сучьев, зацепившиеся за стволы уцелевших деревьев. Различие до 10–20 м в высоте уступов, вырезанных потоком в основании склонового чехла на противоположных берегах, и сама траектория следов паводка указывают на перекидывание потока с одного склона долины на другой и заплески в местах его удара о склон. Подобный характер движения с постепенным затуханием амплитуды заплесков, свойственный нестационарным и неламинарным потокам, был отмечен и при сходе сейсмоиндуцированной ледово-каменной лавины в хр. Цамбагарав Монгольского Алтая (Авдеев и др., 1989; Agatova et al, 2022).

На подрезанных селем склонах, сложенных рыхлым субстратом, гибель деревьев происходила вследствие его последующего оползания, обваливания, осыпания (рис. 13).

После поворота долины ширина зоны аккумуляции прорывного паводка уже не превышала 100–120 м (рис. 14а–г). На отрезке последних 2.7 км поток, по всей видимости, ускорился — дно ущелья, выработанного в плейстоценовых моренах и их скальном основании, имеет максимальный уклон



Рис. 12. Поврежденная катастрофическим потоком кора лиственниц. Фото А. Р. Агатовой.

Fig. 12. The crust damaged by a catastrophic flow. Photo by A. R. Agatova.

в пределах долины. На конусе выноса поток распался на 2 отдельных широких рукава, между которыми сохранился фрагмент леса. После спада паводка новое русло осталось в центральной части конуса. Потоком был снесен не только мост в нижней части долины Маашей, но и мост в долине Чуи, располагавшийся у нижнего по течению края дельты Маашей (рис. 14в, г). В долине Чуи селевые отложения, вынесенные из долины Маашей, на снимке 2013 г. отчетливо прослеживаются на расстояние не менее 1 км (рис. 15).

Площадь зоны аккумуляции селевых отложений в долине Маашей составила около 0.85 км². В результате селя древесная растительность была одновременно удалена с территории приблизительно 0.4 км².

Помимо участков леса, погибших в ходе спуска оз. Маашей, селем, сошедшим на правом склоне долины реки, уничтожен участок леса площадью 0.043 км (рис. 9б, 4). Поток, ширина которого в нижней части склона достигла 100–110 м, снес лес на всем его распространении по склону — полосой протяженностью около 660 м в высотном интервале 1885–2187 м над у. м. Исходя из анализа снимков Landsat, селя, скорее всего, сошел в 2011 или 2012 гг.

В настоящее время на участках леса, погибшего в ходе катастрофических экзогенных процессов, развиваются процессы гравитационного сноса рыхлого материала, препятствующие развитию там подроста древесной растительности. Участки представляют собой незадернованные поверхности, с фрагментарным развитием разреженных петрофитных сообществ.



Рис. 13. Гибель деревьев вследствие осыпания склона после подрезки его основания селевым потоком в 2012 г. Фото А. Р. Агатовой, 25 сентября 2022 г.

Fig. 13. Death of trees due to slope collapse after its base was cut by a mudflow in 2012. Photo by A. R. Agatova, September 25, 2022.

5. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Наиболее детальное описание геоморфологии долины р. Маашей содержится в работе (Буланов, 2013). В статье приведено описание выделенных автором 5 участков долины с различным геоморфологическим строением: области питания ледника, области абляции (включая морену МЛП), участка трога с каменными глетчерами, участка от каменных глетчеров до устья р. Каракабак и приустьевой части долины. Автор отмечает резкую смену геоморфологической обстановки в голоцене, выжившую в возобновлении и преобладании аккумуляции в верхней части долины (3 верхних участка). Ниже каменных глетчеров аккумулируется преимущественно местный материал, но преобладает денудация. В плейстоцене, по мнению автора, распределение преобладания денудации и аккумуляции было обратным. Отметим, что описанная автором геоморфологическая картина относится к состоянию долины до прорыва озера в 2012 г.

Как отмечено в работе (Буланов, 2013), в верхней части долины р. Маашей преобладают процессы постгляциальной аккумуляции, связанной с развитием коллювиальных отложений, каменных глетчеров. Это проявляется, например, на участке подпруживания оз. Маашей, где большая часть древнего моренного комплекса погребена каменным глетчером и осыпями. Примечательно, что в ранних работах (Тронов, 1948; Ивановский, 1961) перегораживающий долину р. Маашей каменный глетчер назван мореной. Аналогично, в статье (Михайлов, 1994)

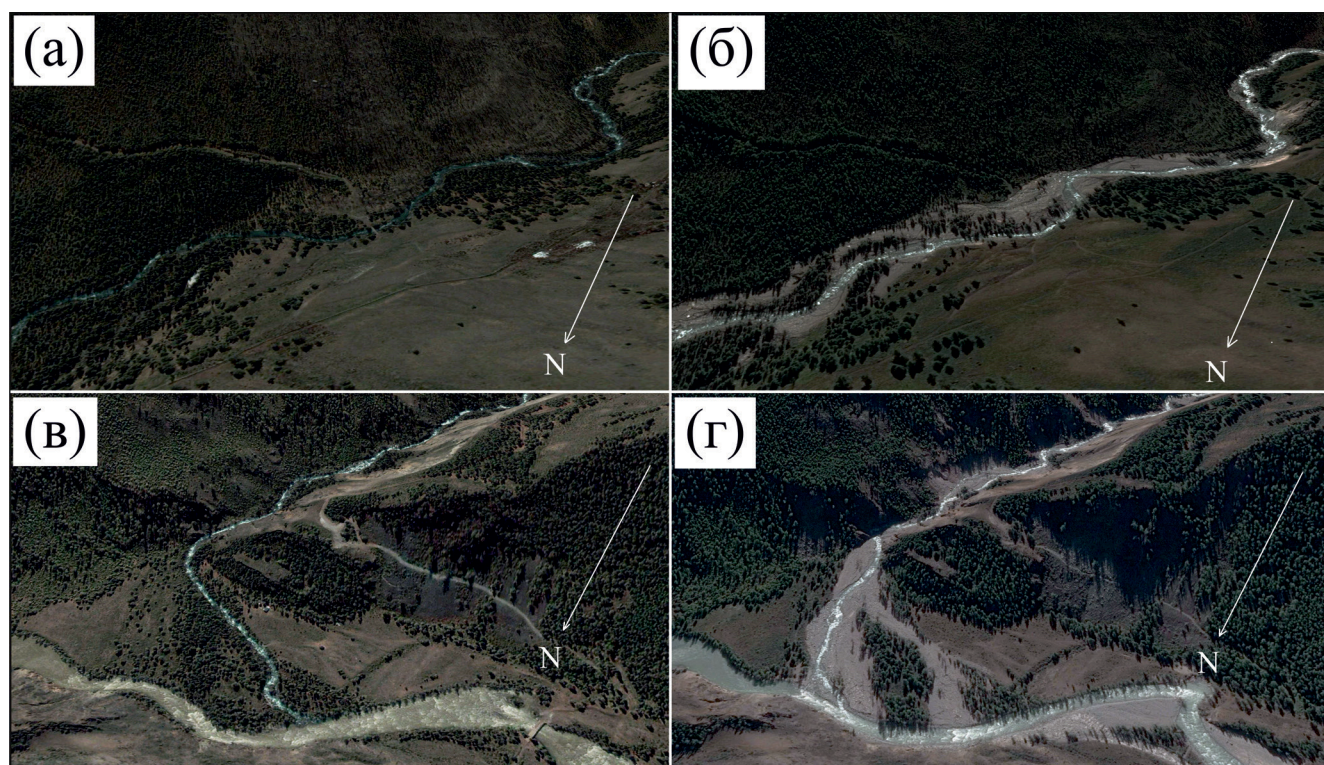


Рис. 14. Нижняя часть долины и устье Маашей до прохождения паводка (а, в) и после (б, г).

Fig. 14. The lower part of the valley and the mouth of the Maashei before (а, в) and after (б, г) the flood.

указано, что озеро подпруживается “группой моренных гряд”. Тем не менее в более поздних публикациях форма рельефа, блокирующая долину с западного склона, трактуется иначе: каменный глетчер (Быков, 2013), абляционный каменный глетчер (Буланов, 2013), моренный комплекс, погребенный каменным глетчером (Vorodavko et al., 2013).

Еще один дискуссионный вопрос — проблема выделения морены так называемой исторической стадии, предшествовавшей стадии актру, или МЛП. Так, в работе (Окишев, 2012, с. 296) в таблице указывается ее положение в 4.5 км от ледника, на высоте 1990 м, т. е. примерно на 1 км выше по долине от озера. Однако по данным (Назаров и др., 2022) морена исторической стадии отстоит от морены стадии актру на 800 м, в более ранней работе (Агатова и др., 2012) содержится ее более детальное описание, согласно которому морена примыкает к более молодой морене стадии актру или МЛП, указывается, что она образована 3 основными валами, осложненными более мелкими, отмечается ее протяженность около 1200 м и концентрация материала вдоль подножия левого борта долины и отмечается близость амплитуд подвижек ледника при формировании внутреннего вала исторической стадии и фронта морены стадии актру. Мы не отрицаем возможность существования на данном

участке моренных валов, но полевые и дистанционные исследования этого отрезка долины привели нас к выводу, что в настоящее время гипотетическая морена скрыта под чехлом осыпных отложений, трансформирующихся в каменные глетчеры, нет однозначных оснований выделять ее на нашей схеме. Для окончательного же вывода по этому вопросу необходим анализ петрографического состава обломков перед фронтом морены МЛП.

Установленная нами скорость сокращения площади ледников, определяющая появление новых участков моренного и экзарационного рельефа в долине р. Маашей после максимума МЛП (38%), в целом несколько медленнее, чем для ледников Северо-Чуйского хребта (61%) (Ganyushkin et al., 2023), что объясняется наличием в верховьях Маашей крупных долинных ледников, сравнительно медленно сокращающихся. Так по нашим данным, ледник Большой Маашей в максимуме МЛП имел площадь 17.93 км², отступил к 2021 г. примерно на 1 км, система ледника Большой Маашей потеряла за этот период примерно 26% площади. В 1921 г. за счет отчленения ледниковых притоков площадь основного ледника составляла 6.24 км².

Зафиксированные нами более чем двукратное увеличение скорости относительного сокращения площади ледников в верховьях р. Маашей

и трехкратное для системы ледника Большой Маашей в интервале 2013–2021 гг. являются частью региональной тенденции. В работе (Chang et al., 2022) получены данные по сокращению ледников Алтая с 2000 г. по 2020 г. и проведено сравнение темпов сокращения ледников за этот этап с ранее опубликованными данными других авторов. Так, для ледников Северо-Чуйского хребта в 2000–2020 гг. скорость сокращения ледников оценена $0.29 \pm 0.09\%$ в год. Это больше, чем сокращение ледников в интервалах 1850–2003 гг. (0.14% в год (Kotlyakov et al., 2014) и 1952–2008 гг. (0.19% в год) (Narozhniy, Zemtsov, 2011). По нашим оценкам в интервале 1850–2000 гг. средняя скорость сокращения ледников Северо-Чуйского хребта составляла 0.36% в год, в 2000–2021 гг. – 0.69% (Ganyushkin et al., 2023). Несмотря на различия данных оценок, все они указывают на ускорения сокращения площадей ледников после 2000 г.

Многие из ранее полученных оценок площади ледника Большой Маашей и его сокращения с максимума МЛП существенно отличаются от полученных нами. По оценке М. В. Тронова, площадь ледника Большой Маашей на 1937 г. составляла 15 км^2 , длина – 10 км (Тронов, 1948). По данным Каталога ледников СССР площадь ледника Большой Маашей составляла 16.0 км^2 при длине 8.2 км. Согласно (Окишев, 1984, с. 300) в максимум МЛП Большой Маашейский ледник имел площадь 17.0 км^2 , после чего к 1975 г. он отступил на 1.2 км и потерял площадь около 1 км^2 (5.9%). Различия в данных оценках изменений ледника по отношению к полученным нами связаны как с полувековым и более интервалом между ними, так и различиями в методах, в частности, использованием в нашей работе космоснимков высокого разрешения, GPS-привязок. Имеются также оценки площади ледника Большой Маашей на основе дистанционных материалов: в 1952 г. (15.95 км^2 , аэрофотоснимки) и в 2004– 14.03 км^2 по данным (Shahgedanova et al., 2010). В данном источнике ледник на оба временных среза показан как единый, не утративший связи со своими восточным и западным притоками, т. е. участки забронированного льда между ними трактуются как часть ледника. По нашей реконструкции разделение основного ледника и его восточного притоков произошло уже к 1968 г., соответственно эти участки забронированного льда трактуются как мертвый лед. К 2000 г. по нашей реконструкции отсоединился и западный приток. Суммарная площадь главного ледника и его отсоединившегося восточного притока в 1968 г. нами оценена в 15.35 км^2 , суммарная площадь главного ледника, его отсоединившихся восточного и западного притоков в 2000 г. – 13.81 км^2 .

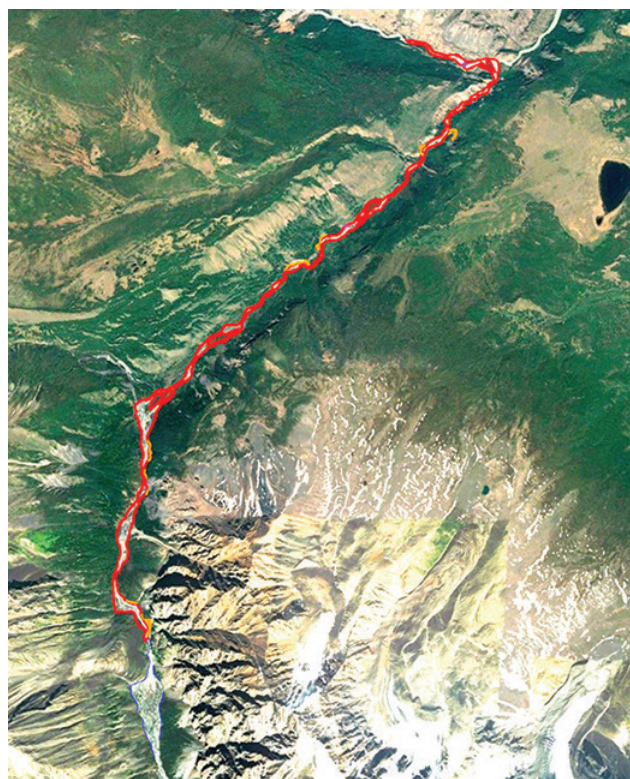


Рис. 15. Траектория селя в долине Маашей. Синий – береговые линии озера, красный – контур селевых отложений, оранжевый – подрезанные и активизированные склоны, фиолетовый – мосты.

Fig. 15. Mudflow trajectory in the Maashei Valley. Blue – lake shorelines, red – mudflow deposits contour, orange – undercut and activated slopes, purple – bridges.

Скорость изменения длины ледника особенно важна с точки зрения формирования новых поверхностей, которые могут быть представлены как основной мореной и зандрами, так и конечными моренами. М. В. Тронов (1948) отмечал, что за 1924–1937 гг. ледник отступил всего на 84 м, т. е. в среднем на 6.5 м/год, что сам Тронов в сравнении с другими ледниками Алтая признавал как медленное. При этом замедление отступления ледника около 1930 г. привело к формированию морены, которая в 1937 г. располагалась в 50–60 м от конца ледника. Вплоть до большого вала в 400 м от конца ледника больше моренных валов не отмечалось. Если принять начало отступления ледника за 1850 г., то среднее отступление ледника должно было составить 4.8 м/год, если этот процесс начался еще раньше, то это означает еще более низкую скорость. Последующие наблюдения выявили еще 1 период замедления отступления ледника (1937–1952), когда средние скорости отступления составляли около 5 м/год, а в интервале 1940–1943 гг., когда отступление было наиболее медленным, сформировался

еще 1 осцилляционный моренный вал (Окишев, 1984). Отступление ледника оставалось медленным вплоть до интервала 2010–2022 гг., когда оно значительно ускорилось и составляло в среднем 14 м/год (Ganyushkin et al., 2023). Ускорение отступления ледника не только не позволило сформироваться новым моренным валам, но и привело к размыву упомянутых выше молодых моренных валов и в значительной степени нижней части морены МЛП, за счет чего первые совершенно не фиксируются в рельефе долины ни по результатам полевых наблюдений 2022 г., ни по анализу дистанционных материалов. Согласно расчетам для языка ледника, таяние с конца 1980-х к концу 1990-х возросло на 1 м в. э. и в отдельные годы достигало 5 м в. э., оставаясь в последующем на стабильно высоком уровне (Ganyushkin et al., 2023). Наряду с прорывом плотины оз. Маашей, это дает основания дополнить ранее приведенные выводы С. А. Буланова о разнонаправленных режимах денудации/аккумуляции в разных частях долины предположением, что в XXI в. верхняя часть долины вступила в новейший этап интенсивной эрозии, связанной с усиленным таянием ледников, и одновременно, аккумуляции материала в пойме нижней части долины, маркером чего послужил спуск оз. Маашей.

Сравнительно медленное повышение нижнего предела распространения ледников (на 65 м) хорошо увязывается с нашей оценкой скорости подъема ВГЛ (около 50 м). Полученные данные по современной высоте ВГЛ согласуются со сведениями, полученными для соседних горных районов. Так, на Катунском хребте верхняя граница сомкнутых лесов проходит на высотах 2200–2300 м, отдельных деревьев – 2370 м, подроста – 2440 м (Филимонова и др., 2023). В долине р. Актру, соседней с изучаемой нами долиной, верхний предел распространения хвойных деревьев – 2475 м, однако, авторами (Тимошок и др., 2009) отмечено доминирование на ВГЛ *Pinus sibirica*, тогда как нами зафиксировано его участие в сообществах на ВГЛ, однако, не преобладание. Согласно проведенным нами исследованиям в долине р. Талдура (Южно-Чуйский хребет), верхняя граница распространения лиственницы за 20 лет (с 2000-х гг. по 2020-е гг.) там поднялась на 10–20 м, что соответствует скоростям, полученным в ходе данной работы.

Анализ космоснимков за 1968 г. позволяет сделать вывод о том, что расстояние от ледника до первых деревьев на тот момент составляло около 500 м. Это согласуется с опубликованными данными П. А. Окишева (1984), согласно которым в 1975 г. первые лиственницы также располагались на расстоянии около 500 м от ледника. В настоящее время (в 2021 г.), первые взрослые лиственницы

появляются уже в 400 м от края ледника. По нашему мнению, установленный факт возрастания скорости приближения деревьев к леднику связан с размывом морен, что подготавливает более удобный субстрат для развития древесной растительности, а также с постепенным ослаблением микроклиматического воздействия ледника вследствие уменьшения его площади.

По наблюдениям А. Н. Назарова (Назаров, Мыглан, 2012), минимальное расстояние от открытой части льда до молодого подроста варьирует в зависимости от размеров ледников, площади фирновых бассейнов, температурных градиентов и, возможно, ряда других причин. Для небольших ледников оно может составлять от 150 до 300 м, для крупных ледников минимальное расстояние возрастает вплоть до 1–2 км. В то же время, по нашим данным, ближайшие к крупному леднику Большой Маашей деревья в настоящее время располагаются на расстоянии уже 400–500 м. В непосредственной близости от отступающего ледника древесная растительность разреженная. Время заселения освобожденных ото льда территорий древесной растительностью может составлять не менее 50 лет.

6. ВЫВОДЫ

Таким образом, текущий геоморфологический облик исследуемой территории сложился как следствие взаимодействия протекающих с относительно низкой скоростью эволюционных и катастрофических процессов, практически мгновенно с геологической точки зрения, преобразующих его локально.

В районе нашего исследования к первой группе можно отнести ряд климатически обусловленных процессов: колебания ледников, аккумуляция моренного материала, изменения стока, эрозионные и аккумулятивные аллювиальные процессы, климатически обусловленные сукцессии. При этом первый из упомянутых процессов во многом определяет или влияет на остальные.

Ко второй группе относятся обвалы и оползни, блокировка стока с образованием озера, прорывы озера, сели (на пойме долины и на ее склонах).

Отметим, что обе группы процессов не являются независимыми друг от друга: каждое катастрофическое событие подготавливается постепенным, эволюционным накоплением изменений. Так, в случае прорыва оз. Маашей (триггером которого стали затяжные ливни) его причинами послужило постепенное увеличение озера, как следствие, усиление нагрузки и ослабление плотины. Само же возникновение озера связано с развитием каменного глетчера и осыпей на противоположных склонах долины. Напротив, катастрофические

процессы могут иметь определенную повторяемость и оказывать многократное воздействие на длительных временных интервалах. Так, котловина оз. Маашей может неоднократно повторно заполняться, за счет чего прорывы могут повторяться.

С точки зрения эволюции рельефа, долина фактически вступает в новый этап, когда преимущественная аккумуляция материала (осыпные процессы, формирование каменных глетчеров) сменяется развитием интенсивной эрозии в пойменной части р. Маашей и приледниковой зоне, обусловленной интенсивным таянием ледников и аккумуляцией материала в пойме нижней части долины. Другим следствием усиленного таяния ледников является ускорение освобождения от льда новых поверхностей, преимущественно занятых основной мореной, быстро размываемой водными потоками, что проявляется у края ледника Большой Маашей.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Авдеев В.А., Рудкевич М.Я., Нартон С.В. и др. (1989) Цамбагаравское землетрясение 23 июля 1988 г. (Западная Монголия). *Геология и геофизика*. Т. 30. № 11. С. 118–124.
- Агатова А.Р., Назаров А.Н., Непоп Р.К., Орлова Л.А. (2012) Радиоуглеродная хронология гляциальных и климатических событий голоцена Юго-Востока Алтая (Центральная Азия). *Геология и геофизика*. Т. 53. № 6. С. 712–737.
- Агатова А.Р., Непоп Р.К., Хазин Л.Б. и др. (2019) Новые хронологические, палеонтологические и геохимические данные о формировании ледниково-подпрудных озер в Курайской впадине (юго-восток Русского Алтая) в конце позднего плейстоцена. *Доклады академии наук*. Т. 488. № 3. С. 319–22.
<https://doi.org/10.31857/S0869-56524883319-322>
- Агатова А.Р., Непоп Р.К., Ганюшкин Д.А. и др. (2022) Влияние землетрясения 1988 г. на оледенение и рельеф массива Цамбагарав (Западная Монголия). *Лёд и Снег*. Т. 62. № 1. С. 17–34.
<https://doi.org/10.31857/S2076673422010113>
- Бочаров А.Ю., Савчук Д.А., Диркс М.Н. (2014) Структура листовничных древостоев на границе леса в верховьях р. Аккол (Южно-Чуйский хребет, Юго-Восточный Алтай). *Интерэкспо Гео-Сибирь*. Т. 3. № 2. С. 339–345.
- Буланов С.А. (2013) Морфоскульптура долины р. Маашей (Центральный Алтай). *Геоморфология*. № 2. С. 51–61.
<https://doi.org/10.15356/0435-4281-2013-2-51-61>
- Булыгина О.Н., Коршунова Н.Н., Разуваев В.Н. (2014) Специализированные массивы данных для климатических исследований. *Труды Всероссийского научно-исследовательского института гидрометеорологической информации – Мирового центра данных*. № 177. С. 136–148.
- Быков Н.И. (2013) Маашейское озеро: рождение, жизнь и смерть. *География и природопользование Сибири*. Вып. 16. С. 22–30.
- Горчаковский П.Л., Шиятов С.Г. (1985) Фитоиндикация условий среды и природных процессов в высокогорьях. М.: Наука. 208 с.
- Диркс М.Н., Тимошок Е.Е., Скороходов С.Н. (2008) Видовое разнообразие сосудистых растений на молодых моренах долинных ледников северного макросклона Северо-Чуйского хребта. *Вестник Томского государственного университета. Биология*. № 3 (4). С. 16–23.
- Ивановский Л.Н. (1961) Озеро Маашей. *Природа*. № 3. С. 106.
- Каталог ледников СССР (1974) Том 15: Алтай и Западная Сибирь. Вып. 1: Горный Алтай и верхний Иртыш. Часть 6: Бассейн р. Чуи. Под ред. В.Я. Бажевой, О.Н. Виноградова, П.Н. Огановского, М.В. Тронева. Л.: Гидрометеиздат. 93 с.
- Котляков В.М., Чернова Л.П., Зверкова Н.М., Хромова Т.Е. (2014) Полтора столетия сокращения ледников Российского и Казахстанского Алтая. *Доклады академии наук*. Т. 458. № 6. С. 701.
<https://doi.org/10.7868/S0869565214300203>
- Михайлов Н.Н. (1994) Озера Алтая, их происхождение и история. *География и природопользование Сибири*. № 1. С. 75–89.
- Назаров А.Н., Мыглан В.С. (2012) Перспективы построения 6000-летней хронологии по сосне сибирской для территории Центрального Алтая. *Журнал Сибирского федерального университета. Биология*. Т. 5. № 1. С. 70–88.
- Назаров А.Н., Соломина О.Н., Мыглан В.С. (2022) Абсолютный и относительный возраст морен стадий Актру и Историческая ледников Центрального Алтая по данным лихенометрии и дендрохронологии. *Лёд и Снег*. Т. 62. № 3. С. 387–409.
<https://doi.org/10.31857/S2076673422030140>
- Окишев П.А. (1984) Динамика плейстоценового оледенения Алтая. Автореф. дис. ... докт. геогр. наук. Новосибирск: Ин-т геологии и геофизики СО АН СССР. 32 с.
- Окишев П.А., Бородавко П.С. (2001) Реконструкция “флювиальных катастроф” в горах Южной Сибири и их параметры. *Вестник Томского государственного университета*. Т. 274. С. 3–12.
- Осипова О.Н., Братков В.В. (2020) Пространственно-временная динамика верхней границы леса на хребте Кябэк в высокогорном Дагестане (по материалам дистанционного зондирования Земли). *Мониторинг. Наука и технологии*. № 3 (45). С. 14–28.
<https://doi.org/10.25714/MNT.2020.45.002>
- Распутина В.А., Прякина Г.В., Ганюшкин Д.А. и др. (2024) Прорыв завального озера Маашей (Северо-Чуйский хребет, Центральный Алтай). *Лёд и Снег*. Т. 64. № 2. С. 189–201.
<https://doi.org/10.31857/S2076673424020026>
- Тимошок Е.Е. (2001) Растительность горноледникового бассейна Актру (Северо-Чуйский хребет). *Вестник*

- Томского государственного университета. № 274. С. 78–81.
- Тимошок Е.Е., Скороходов С.Н., Тимошок Е.Н. (2010) Флора высокогорных лесов верховий р. Актру (Северо-Чуйский хребет, Центральный Алтай). *Журнал Сибирского федерального университета. Биология*. № 3 (4). С. 351–371.
- Тимошок Е.Е., Тимошок Е.Н., Скороходов С.Н. (2014) Экология кедров сибирского (*Pinus sibirica* Du Tour.) и лиственницы сибирской (*Larix sibirica* Ledeb.) в горно-ледниковых бассейнах Алтая. *Экология*. № 3. С. 204–211.
<https://doi.org/10.7868/S0367059714030135>
- Тимошок Е.Е., Филимонова Е.О., Пропастилова О.Ю. (2009) Структура и формирование древостоев хвойных в экотоне верхней границы древесной растительности Северо-Чуйского хребта (Центральный Алтай). *Экология*. № 3. С. 187–194.
- Тронов М.В. (1948) Современное оледенение Алтая. *Труды Томского государственного университета. Серия географическая*. Т. 105. 526 с.
- ФГБУ “Западно-Сибирское УГМС” [Электронный ресурс]. URL: <http://www.meteo-nsu.ru/pages/115/> (дата обращения: 05.05.2025).
- Филимонова Е.О., Тимошок Е.Е., Савчук Д.А., Николаева С.А. (2023) Современное состояние верхней границы леса в высокогорьях Катунского хребта (Горный Алтай). *Успехи современного естествознания*. № 7. С. 49–54.
<https://doi.org/10.17513/use.38070>
- Шиятов С.Г. (1986) Дендрохронология верхней границы леса на Урале. М.: Наука. 135 с.
- Шиятов С.Г., Ваганов Е.А., Кирдянов А.В. и др. (2000) Методы дендрохронологии. Часть I. Основы дендрохронологии. Сбор и получение древесно-кольцевой информации: Учебно-методическое пособие. Красноярск: КрасГУ. 80 с.
- Agatova A., Nepop R., Ganyushkin D. et. al. (2022). Specific Effects of the 1988 Earthquake on Topography and Glaciation of the Tsambagarav Ridge (Mongolian Altai) Based on Remote Sensing and Field Data. *Remote Sens.* Vol. 14. Iss. 4. P. 917.
<https://doi.org/10.3390/rs14040917>
- Agatova A., Nepop R., Nazarov A. et. al. (2021) Climatically driven Holocene glacier advances in the Russian Altai based on radiocarbon and OSL dating and tree ring analysis. *Climate*. Vol. 9. Iss. 11. 162.
<https://doi.org/10.3390/cli9110162>
- Borodavko P.S., Glazyrin G.E., Herget J., Severskiy I.V. (2013) Hazard assessment and outburst flood estimation of naturally dammed lakes in Central Asia. Aachen: Shaker Variad (Publ.). 134 p.
- Earth Resources Observation and Science (EROS) Center. [Электронный ресурс]. URL: <https://eros.usgs.gov/> (дата обращения: 03.04.2018).
- Chang J, Wang N., Li Zh., Yang D. (2022). Accelerated shrinkage of glaciers in the Altai Mountains from 2000 to 2020. *Frontiers in Earth Sci.* Vol. 10. 919051.
<https://doi.org/10.3389/feart.2022.919051>
- Ganyushkin D., Bantcev D., Derkach E. et. al. (2023) Post-Little Ice Age Glacier Recession in the North-Chuya Ridge and Dynamics of the Bolshoi Maashei Glacier, Altai. *Remote Sens.* Vol. 15. Iss. 8. 2186.
<https://doi.org/10.3390/rs15082186>
- Narozhniy Y., Zemtsov V. (2011). Current State of the Altai Glaciers (Russia) and Trends over the Period of Instrumental Observations 1952–2008. *Ambio*. Vol. 40. P. 575–588.
<https://doi.org/10.1007/s13280-011-0166-0>
- Pryakhina G, Rasputina V., Svirepov S. (2024) Modelling of a lake outburst as a result of the development of piping. *Water*. Vol. 16. Iss. 10. 1379.
<https://doi.org/10.3390/w16101379>
- Shahgedanova M., Nosenko G., Khromova T., Muraveyev A. (2010) Glacier shrinkage and climatic change in the Russian Altai from the mid-20th century: An assessment using remote sensing and PRECIS regional climate model. *J. Geophys. Res.* Vol. 115. D16107.
<https://doi.org/10.1029/2009JD012976>
- Wigley T., Briffa K., Jones P. (1984) On the average value of correlated time series, with applications in dendroclimatology and hydrometeorology. *J. Clim. Appl. Meteorol.* Vol. 23. Iss. 2. P. 201–213.
[https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1984\)023<0201:OTAVOC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1984)023<0201:OTAVOC>2.0.CO;2)

REFERENCES

- Agatova A., Nepop R., Ganyushkin D. et. al. (2022). Specific Effects of the 1988 Earthquake on Topography and Glaciation of the Tsambagarav Ridge (Mongolian Altai) Based on Remote Sensing and Field Data. *Remote Sens.* Vol. 14. Iss. 4. P. 917.
<https://doi.org/10.3390/rs14040917>
- Agatova A.R., Nepop R.K., Ganyushkin D.A. et. al. (2022) Influence of the 1988 earthquake on glacierization and relief of the Tsambagarav massif (Western Mongolia). *Ice and Snow*. Vol. 62. No. 1. P. 17–34. (in Russ.).
<https://doi.org/10.31857/S2076673422010113>
- Agatova A., Nepop R., Nazarov A. et. al. (2021) Climatically driven Holocene glacier advances in the Russian Altai based on radiocarbon and OSL dating and tree ring analysis. *Climate*. Vol. 9. Iss. 11. 162.
<https://doi.org/10.3390/cli9110162>
- Agatova A.R., Nepop R.K., Orlova L.A., Nazarov A.N. (2012) Radiocarbon chronology of Holocene glacial and climatic events in southeastern Altai (Central Asia). *Russian Geology and Geophysics*. Vol. 53. No. 6. P. 546–565.
<https://doi.org/10.1016/j.rgg.2012.04.004>
- Agatova A.R., Nepop R.K., Zhdanova A.N. et al. (2019) New chronological, paleontological, and geochemical data on the formation of glacier-dammed lakes in the Kurai Depression (Southeastern Russian Altai) at the end of the Late Pleistocene. *Dokl. Earth Sci.* Vol. 488. No. 1.

- P. 1134–1136.
<https://doi.org/10.1134/S1028334X19090228>
- Avdeev V.A., Nartov S.V., Balzhinnyam I. et. al. (1989) Tsambagarav earthquake July 23, 1988 (Western Mongolia) *Geologiya i Geofizika*. Vol. 30. No. 11. P. 118–124. (in Russ.).
- Bocharov A. Yu., Savchuk D.A., Dirks M.N. (2014) Structure of Siberian larch stands on forest line in the Akkol headwater (South-Chuisky Range, Southeastern Altai Mountains). *Interesko Geo-Sibir*. Vol. 3. No. 2. P. 339–345. (in Russ.).
- Borodavko P.S., Glazyrin G.E., Herget J., Severskiy I.V. (2013) Hazard assessment and outburst flood estimation of naturally dammed lakes in Central Asia. Aachen: Shaker Variad (Publ.). 134 p.
- Bulanov S.A. (2013) Morphosculpture of the river Mashey valley (Central Altai). *Geomorfologiya*. No. 2. P. 51–61. (in Russ.).
<https://doi.org/10.15356/0435-4281-2013-2-51-61>
- Bulygina O.N., Korshunova N.N., Razuvaev V.N. (2014) Specialized datasets for climate research. *Trudy Vserossiiskogo nauchno-issledovatel'skogo instituta gidrometeorologicheskoi informatsii – Mirovogo tsentra dannykh*. No. 177. P. 136–148. (in Russ.).
- Bykov N.I. (2013) Lake Maashei: birth, life and death. *Geografiya i prirodopol'zovanie Sibiri*. Iss. 16. P. 22–30. (in Russ.).
- Chang J, Wang N., Li Zh., Yang D. (2022). Accelerated shrinkage of glaciers in the Altai Mountains from 2000 to 2020. *Frontiers in Earth Sci*. Vol. 10. P. 919051.
<https://doi.org/10.3389/feart.2022.919051>
- Dirks M.N., Timoshok E.E., Skorokhodov S.N. (2008) Species diversity of vascular plants on the young moraines of the valley glaciers on the northern macroslope of the Severo-Chuyskiy ridge. *Vestnik Tomskogo gosudarstvennogo universiteta. Biologiya*. No. 3 (4). P. 16–23. (in Russ.).
- Earth Resources Observation and Science (EROS) Center. [Electronic data]. Access way: <https://eros.usgs.gov/> (access date: 03.04.2018)
- Filimonova E.O., Timoshok E.E., Savchuk D.A., Nikolaeva S.A. (2023) Current state of upper forest line in high elevations of the Katunsky Range (The Altai Mountains). *Uspekhi sovremennogo estestvoznaniya*. No. 7. P. 49–54. (in Russ.).
<https://doi.org/10.17513/use.38070>
- Ganyushkin D., Bantsev D., Derkach E. et. al. (2023) Post-Little Ice Age Glacier Recession in the North-Chuya Ridge and Dynamics of the Bolshoi Maashei Glacier, Altai. *Remote Sens*. Vol. 15. Iss. 8. 2186.
<https://doi.org/10.3390/rs15082186>
- Gorchakovskii P.L., Shiyatov S.G. (1985) Fitoindikatsiya uslovii sredy i prirodnkh protsessov v vysokogor'yakh (Phytoindication of environmental conditions and natural processes in highlands). Moscow: Nauka (Publ.). 208 p. (in Russ.).
- Ivanovsky L.N. (1961) Maashei Lake. *Priroda*. No. 3. P. 106. (in Russ.).
- Bazheva V.Ya., Vinogradov O.N., Oganovskiy N.N., Tronov M.V. (Eds.) (1974) Katalog lednikov SSSR (USSR Glacier Inventory. Vol. 15: Altai and Western Siberia. Issue 1: Mountain Altai and the upper Irtysh. Part 6: River basin Chuya). Leningrad: Hydrometeoizdat (Publ.). 93 p. (in Russ.).
- Kotlyakov V.M., Chernova, L.P., Zverkova N.M. (2014). The One-And-A-Half-Century Reduction of Altai Glaciers in Russia and Kazakhstan. *Dokl. Earth Sci*. Vol. 458. No. 2. P. 1307–1311.
<https://doi.org/10.1134/S1028334X14100286>
- Mikhailov N.N. (1994) Lakes of Altai, their origin and history. *Geografiya i prirodopol'zovanie Sibiri*. No. 1. P. 75–89. (in Russ.).
- Nazarov A.N., Myglan V.S. (2012). The Possibility of Construction of the 6000-Year Chronology for Siberian Pine in the Central Altai. *Zhurnal Sibirskogo federal'nogo universiteta. Biologiya*. Vol. 5. No. 1. P. 70–88. (in Russ.).
- Nazarov A.N., Solomina O.N., Myglan V.S. (2022) Absolute and relative age of moraines of the Aktru and Historical stages of glaciers of Central Altai based on lichenometry and dendrochronology. *Ice and Snow*. Vol. 62. No. 3. P. 387–409. (in Russ.).
<https://doi.org/10.31857/S2076673422030140>
- Narozhniy Y., Zemtsov V. (2011). Current State of the Altai Glaciers (Russia) and Trends over the Period of Instrumental Observations 1952–2008. *Ambio*. Vol. 40. P. 575–588.
<https://doi.org/10.1007/s13280-011-0166-0>
- Okishev P.A. (1984) Dinamika pleistotsenovogo oledneniya Altaya (Dynamics of Pleistocene Glaciation in Altai). Doctoral thesis. Novosibirsk: Academy of Sciences of the USSR, Siberian Branch, Institute of Geology and Geophysics (Publ.). 32 p. (in Russ.).
- Okishev P.A., Borodavko P.S. (2001). Reconstructions of “fluvial catastrophes” in the mountains of Southern Siberia and their parameters. *Vestnik Tomskogo gosudarstvennogo universiteta*. Vol. 274. P. 3–12. (in Russ.).
- Osipova O.N., Bratkov V.V. (2020) Spatial-time dynamics of the upper forest boundary on the Kyabyak ridge in high-mountain Dagestan (by remote sensing). *Monitoring. Nauka i tekhnologii*. No. 3(45). P. 14–28. (in Russ.).
<https://doi.org/10.25714/MNT.2020.45.002>
- Pryakhina G, Rasputina V., Svirepov S. (2024) Modelling of a lake outburst as a result of the development of piping. *Water*. Vol. 16. Iss. 10. P. 1379.
<https://doi.org/10.3390/w16101379>
- Rasputina V.A., Pryakhina G.V., Ganyushkin D.A. et. al. (2024) The outburst of dammed Lake Maashey (North-Chuya ridge, Central Altai). *Ice and Snow*. Vol. 64. No. 2. P. 189–201. (in Russ.).
<https://doi.org/10.31857/S2076673424020026>
- Shahgedanova M., Nosenko G., Khromova T., Muraveyev A. (2010) Glacier shrinkage and climatic change in the Russian Altai from the mid-20th century: An assessment using remote sensing and PRECIS regional climate model. *J. Geophys. Res*. Vol. 115. D16107.
<https://doi.org/10.1029/2009JD012976>
- Shiyatov S.G. (1986) Dendrokronologiya verkhnei granitsy lesa na Urale (Dendrochronology of the upper forest

- boundary in the Urals). Moscow: Nauka (Publ.). 135 p. (in Russ.).
- Shiyatov S.G., Vaganov E.A., Kirilyanov A.V. et. al. (2000) *Metody dendrokronologii. Chast' I. Osnovy dendrokronologii. Sbor i poluchenie drevesno-kol'tsevoi informatsii: Uchebno-metodicheskoe posobie* (Methods of Dendrochronology. Part 1. Fundamentals of Dendrochronology. Collection and Obtaining Tree-Ring Information: Tutorial). Krasnoyarsk: KrasGU (Publ.). 80 p. (in Russ.).
- Timoshok E.E. (2001) Vegetation of the Aktru mountain glacier basin (North-Chuisky ridge). *Vestnik Tomskogo gosudarstvennogo universiteta*. No. 274: P. 78–81. (in Russ.).
- Timoshok E.E., Filimonova E.O., Propastilova O. Yu. (2009) Structure and formation of conifer stands in the upper timberline ecotone on the North Chuya Ridge, Central Altai. *Rus. J. of Ecology*. Vol. 40. No. 3. P. 172–179. <https://doi.org/10.1134/S1067413609030059>
- Timoshok E.E., Skorokhodov S.N., Timoshok E.N. (2010) Flora of High-Mountain Forests of Actru River Sources (Severo-Chuisky Range, Centralny Altay). *Zhurnal Sibirskogo federal'nogo universiteta. Biologiya*. No. 3 (4). P. 351–371. (in Russ.).
- Timoshok E.E., Timoshok E.N., Skorokhodov S.N. (2014) Ecology of Siberian stone pine (*Pinus sibirica* Du Tour) and Siberian larch (*Larix sibirica* Ledeb.) in the Altai Mountain glacial basins. *Rus. J. of Ecology*. Vol. 54. No. 3. P. 194–200. <https://doi.org/10.1134/S1067413614030138>
- Tronov M.V. (1948) Modern glaciation of Altai. *Izvestiya Tomskogo gosudarstvennogo universiteta. Seriya geograficheskaya*. Vol. 105. 525 p. (in Russ.).
- Federal State Budgetary Institution “West Siberian Hydrometeorological Center” [Electronic data]. Access way: <http://www.meteo-nso.ru/pages/115/> (access date: 05.05.2025)
- Wigley T., Briffa K., Jones P. (1984) On the average value of correlated time series, with applications in dendroclimatology and hydrometeorology. *J. Clim. Appl. Meteorol.* Vol. 23. Iss. 2. P. 201–213. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1984\)023<0201:OTAVOC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1984)023<0201:OTAVOC>2.0.CO;2)