

МИНИСТЕРСТВО НАУКИ И ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ  
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение высшего  
образования

«Алтайский государственный университет»

*На правах рукописи*

Дьякова Галина Сергеевна

**КАМЕННЫЕ ГЛЕТЧЕРЫ ЦЕНТРАЛЬНОГО АЛТАЯ**

Специальность – 1.6.14 – Геоморфология и палеогеография

Диссертация на соискание ученой степени кандидата географических наук

Научный руководитель:  
Олег Васильевич Останин  
кандидат географических наук, доцент

Барнаул, 2025

## ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ.....	4
ГЛАВА 1. КАМЕННЫЕ ГЛЕТЧЕРЫ: ОСНОВНЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ	12
1.1. Постановка проблемы и история изучения.....	12
1.2. Терминология.....	16
1.3. Формирование, динамика и морфология: обзор мнений.....	17
1.3.1. Факторы формирования.....	18
1.3.2. Генезис.....	20
1.3.3. Время образования.....	26
1.3.4. Внутреннее строение каменных глетчеров.....	28
1.3.5. Динамика каменных глетчеров.....	31
1.3.6. Морфология каменных глетчеров.....	33
ГЛАВА 2. МЕТОДЫ И МЕТОДИКИ ИССЛЕДОВАНИЯ.....	35
2.1. Методы исследований.....	35
2.1.1. Методы геоморфологических исследований.....	35
2.1.2. Дистанционный метод, в том числе аэрофотосъёмка.....	36
2.1.3. Геодезический метод.....	38
2.1.4. Геофизический метод.....	39
2.1.5. Геоинформационный метод.....	41
2.2. Методики исследования.....	41
2.2.1. Методика дешифрирования и каталогизации каменных глетчеров.....	42
2.2.2. Методика выделения верхних границ каменных глетчеров.....	43
2.2.3. Методика определения активности каменных глетчеров.....	44
ГЛАВА 3. ПРИРОДНЫЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ КАМЕННЫХ ГЛЕТЧЕРОВ ЦЕНТРАЛЬНОГО АЛТАЯ.....	46
3.1. Геологические и геоморфологические условия.....	46
3.2. Климатические условия.....	50

3.3. Гидрологические условия.....	57
3.4. Влияние древнего и современного оледенения.....	60
3.5. Мерзлотные условия.....	62
3.6. Ландшафты области распространения каменных глетчеров.....	65
ГЛАВА 4. РЕГИОНАЛЬНАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ И КАТАЛОГИЗАЦИЯ КАМЕННЫХ ГЛЕТЧЕРОВ АЛТАЯ.....	69
4.1. Региональная классификация.....	69
4.2. Каталогизация.....	78
ГЛАВА 5. РАСПРОСТРАНЕНИЕ, МОРФОЛОГИЯ И ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ КАМЕННЫХ ГЛЕТЧЕРОВ ЦЕНТРАЛЬНОГО АЛТАЯ.....	81
5.1. География распространения.....	81
5.2. Морфологические характеристики каменных глетчеров на ключевых участках.....	87
5.3. Внутреннее строение каменных глетчеров на ключевых участках	90
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	103
СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ.....	107
СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ И ИСТОЧНИКОВ.....	108
ПРИЛОЖЕНИЯ.....	119

## ВВЕДЕНИЕ

### **Актуальность исследования.**

Арктические и высокогорные геосистемы – наиболее уязвимые структурные компоненты географической оболочки. В связи с современными климатическими изменениями в последние годы значительно активизировались исследования высокогорных геосистем в целом и отдельных их компонентов в частности. В настоящее время на Алтае наблюдается устойчивая тенденция деградации ледников, которые служат регуляторами гидрологического режима рек на обширных прилегающих территориях. В результате деградации оледенения могут снизиться водозапасы и произойти аридизация территории, что и вызывает в настоящее время беспокойство многих учёных. Однако запасы льда есть не только в ледниках: на Алтае широко распространены каменные глетчеры.

Большая часть активных каменных глетчеров (т.е. содержащих лёд и продолжающих его накапливать) приурочена к наиболее высоким хребтам Алтая – Катунскому, Северо-Чуйскому и Южно-Чуйскому. Каменные глетчеры являются индикаторами распространения многолетнемерзлых пород. Если активные в настоящее время образования свидетельствуют об условиях многолетнего промерзания, то древние, потерявшие активность, т.е. способность к движению, указывают на существование многолетней мерзлоты в период их формирования. Знание этого позволяет реконструировать климат прошлых геологических эпох.

Каменные глетчеры часто могут образовывать подпрудные озера или оттеснять русла горных рек к противоположному склону долины. Это нередко приводит к возникновению селеопасных ситуаций.

В настоящее время сложился комплекс факторов, предопределивших возможность активизации исследований в высокогорных областях. В частности, это:

- развитие дистанционных методов: появление в широком доступе снимков высокого разрешения и развитие БАС;

- развитие ГИС-технологий;

- развитие геофизических методов;

- развитие высокоточных геодезических методов (GNSS-технологии) и др.

Выявление каменных глетчеров необходимо для исследования водозапаса территории, при составлении и уточнении региональных тематических карт (геоморфологической, ландшафтной, палеогеографической и пр.), для реконструкции развития территории; их расположение необходимо учитывать в территориальном планировании, при строительстве дорог и трубопроводов, при проектировании туристических маршрутов и выборе мест для строительства туристических баз.

**Объектом** исследования являются каменные глетчеры Центрального Алтая.

Каменные глетчеры представляют собой скопления сцементированного льдом грубообломочного материала в горах, по форме напоминающие ледники, и обладающие способностью к самостоятельному вязко-пластическому течению под действием силы тяжести (Горбунов, 1988, с изменениями). Данные образования содержат достаточно большое количество грунтового льда, но гораздо менее подвержены климатическим изменениям в сравнении с ледниками.

В настоящее время большинство исследователей склоняется к мнению, что каменные глетчеры – вполне устойчивые во времени и обособленные в пространстве геоморфологические образования, а не переходные формы, формирующиеся в последнюю стадию дегляциации (Галанин, 2004).

**Предметом** исследования выступают география распространения, условия и факторы формирования каменных глетчеров.

**Цель исследования:** выявление закономерностей географии распространения, строения и генезиса каменных глетчеров Центрального Алтая.

**Задачи исследования:**

1. Выполнить обзор и обобщить данные современных исследований каменных глетчеров;

2. Выявить условия и ведущие факторы формирования каменных глетчеров на территории Центрального Алтая;
3. Выработать и апробировать методики дешифрирования и каталогизации, выделения границ и определения активности каменных глетчеров;
4. Модифицировать и адаптировать для Алтая морфогенетическую классификацию каменных глетчеров;
5. Выполнить картографирование каменных глетчеров Центрального Алтая по данным ДЗЗ и выявить закономерности их распространения;
6. Выявить связь морфологии и внутреннего строения каменных глетчеров на ключевых участках с их генезисом.

**Теоретическую и методологическую основу** исследований составили труды отечественных и зарубежных ученых: Д. Барша (D. Barsch) и А.Е. Корте (A.E. Corte), заложившие основу масштабных исследований каменных глетчеров и содержащие первые классификации данных образований; А.П. Горбунова, с обзором распространения каменных глетчеров по всему миру; А.А. Галанина, с региональным обзором каменных глетчеров северо-востока России; Н.Н. Михайлова и О.В. Останина, посвященные исследованию каменных глетчеров Алтая, в т.ч. скорости их движения и температуры подповерхностных слоёв; В.В. Оленченко, посвященные геофизическим исследованиям каменных глетчеров Алтая, и других исследователей.

**Методы исследований:** в работе использовались обзорно-аналитический, сравнительно-географический, математико-статистический, полевой и картографический методы; для выявления внутреннего строения, а также таксономической принадлежности объектов использовались геофизические методы исследования. Аэрокосмический (дистанционный) метод был основой выявления, картографирования и каталогизации каменных глетчеров. Для получения детальных сведений о морфологии каменных глетчеров на локальных участках использовался метод аэрофотосъёмки. Оценка площадей и морфометрических характеристик каменных глетчеров выполнена с помощью стандартных вычислительных алгоритмов пакета ArcGIS 10.3. Использование

геоинформационных технологий позволило свести всю полученную информацию в единую систему знаний о каменных глетчерах данного региона.

**Информационную базу** данной работы составляют материалы, полученные автором в ходе комплексных географических исследований среднегорных и высокогорных территорий Алтая (2010–2024 гг.), результаты дистанционного площадного дешифрирования и картирования на основе космических снимков Landsat-5,-7,-8 (пространственное разрешение 28 и 14 м/пикселе), Sentinel-2 (пространственное разрешение 10 м/пикселе), (RapidEye (пространственное разрешение 5 м/пикселе – на часть территории Северо-Чуйского и Южно-Чуйского хребтов) и данные, полученные с помощью программного обеспечения «SASPlanet», «Google Earth» и «ArcGIS Earth».

**Защищаемые положения:**

1. На территории Центрального Алтая преобладают каменные глетчеры, относящиеся к криогенным потокам. Они распространены в более широком высотном диапазоне, чем гляциогенные потоки. Фронтальные части активных криогенных потоков опускаются на 800-1000 м ниже языков ледников.

2. Средняя высота распространения каменных глетчеров повышается с запада на восток на восток Центрального Алтая: у криогенных потоков – с 2250 м до 2730 м – вслед за увеличением абсолютной высоты днищ долин и уменьшением количества осадков, у гляциогенных потоков – с 2310 м до 2890 м – вслед за увеличением абсолютной высоты фронтов ледников.

3. Внутреннее строение криогенных потоков в высокогорьях и среднегорьях различается: в высокогорье в них преобладает ледяной материал, а в среднегорьях – каменный материал; экспозиционная приуроченность объектов практически не влияет на льдистость, но отражается на глубине залегания каменно-ледяных ядер каменных глетчеров.

**Научная новизна:**

- Впервые создана региональная морфогенетическая классификация каменных глетчеров Алтая. Разработанная на основе анализа местоположения, морфологии и эволюции более 3000 объектов, она представляет собой

уточненную и адаптированную для Алтая версию классификации каменных глетчеров Дитриха Барша.

- Впервые на основе картографических материалов проведен географический анализ каменных глетчеров Центрального Алтая и выявлена степень их сопряженности с гипсометрическими, геоморфологическими, геологическими, тектоническими, климатическими и палеогеографическими условиями. Выявлено, что исследуемые образования встречаются на высотах от 1278 до 3185 м над ур. м., а средняя высота их расположения зависит от абсолютной высоты днищ долин, количества атмосферных осадков и высоты расположения фронтов ледников.

- Впервые на основе геофизических методов исследования проведено сравнение внутреннего строения каменных глетчеров в высокогорной и среднегорной области. Выявлено, что и активные, и неактивные каменные глетчеры в высокогорных областях содержат большее количество льда, чем расположенные в среднегорье.

#### **Теоретическая и практическая значимость:**

Выявление и каталогизация каменных глетчеров актуальна для расширения представлений об эволюции и динамике высокогорных геосистем. Установление области распространения активных форм каменных глетчеров способствует уточнению границ распространения многолетней мерзлоты.

Исследование внутреннего строения каменных глетчеров несёт как фундаментальное, так и практическое значение, поскольку позволяет не только установить условия формирования данных форм рельефа и уточнить их таксономическую принадлежность, но и приблизиться к оценке водозапаса территории.

Выявление каменных глетчеров актуально для целей территориального планирования; необходимо учитывать их при строительстве дорог и трубопроводов, прокладке электросетей и возведении сооружений в высокогорных областях.

Созданный ГИС-проект «Каменные глетчеры Центрального Алтая» обобщает информацию о данных формах рельефа, содержит их описание и даёт представление о географии их распространения. Он может служить основой для составления крупномасштабных геоморфологических и ландшафтных карт.

**Личный вклад автора:**

Результаты, представленные в исследовании, получены автором самостоятельно. Автором выполнено визуальное дешифрирование данных ДЗЗ, и на его основе, на территории Центрального Алтая, выявлено и описано 3180 каменных глетчеров. Результаты дешифрирования обобщены в ГИС-проекте «Каменные глетчеры Центрального Алтая» (на платформе ПО ArcGIS). Созданы точечные и полигональные слои, отображающие положение исследуемых образований. Атрибутивная информация этих слоев содержит данные о географических координатах расположения объекта, высоте расположения фронтального уступа над уровнем моря, площади, экспозиции, геоморфологической позиции в пределах долины, морфологии поверхности, гранулометрическом составе обломочного чехла, форме и комплексности, динамической активности и наличии разновозрастных генераций.

В 2010-2025 гг. автором были проведены полевые исследования на территории Центрального Алтая, в ходе которых исследовалась морфология, динамика, внутреннее строение отдельных каменных глетчеров.

В 2018-2020 гг. автор руководила грантом РФФИ № 18-35-00463\_мол\_а «Исследование внутреннего строения гляциально-мерзлотных каменных образований Алтая на основе геофизических методов» в рамках которого были проведены детальные исследования внутреннего строения различных типов каменных глетчеров в среднегорных и высокогорных областях, а также проведена аэрофотосъёмка объектов на ключевых участках с целью детального изучения их морфологии.

**Апробация работы.** Основные положения диссертационной работы докладывались и обсуждались автором на конференциях и семинарах различного уровня: на XXXIII Пленуме Геоморфологической Комиссии РАН по научной

проблеме «Геоморфология и картография» (Саратов, 2013); на международной научной конференции «Развитие регионов в XXI веке (Владикавказ, 2013); на международных молодежных школах-семинарах «Ломоносовские чтения на Алтае» (Барнаул, 2013, 2014); на международной конференции «Ресурсы и риски регионов с мерзлотой» в рамках Всемирного форума снега (Новосибирск, 2014); на региональных молодежных конференциях «Мой выбор – наука» (Барнаул, 2014, 2015); на Европейской конференции по мерзлотоведению (Эвора, Португалия, 2014), на XVI гляциологическом симпозиуме (Санкт-Петербург, 2016), на пятой конференции геокриологов России (Москва, 2016), на Полярной конференции и Гляциологическом симпозиуме (Сочи, 2018), на международной научной конференции «Природные условия, история и культура Западной Монголии и сопредельных регионов» (Барнаул-Ховд, 2018), на международной научно-практической конференции «Современные исследования в науках о Земле: ретроспектива, актуальные тренды и перспективы внедрения» (Астрахань, 2019), на международной научно-практической конференции «Трансграничные регионы в условиях глобальных изменений: современные вызовы и перспективы развития» (Горно-Алтайск, 2019), на Всероссийской научно-практической конференции, посвященной 100-летию со дня рождения Земцова Алексея Анисимовича «Геоморфология и физическая география Сибири в XXI веке» (Томск, 2020), на международной научно-практической конференции, посвященной 85-летию со дня рождения Виктора Семеновича Ревякина «Географические исследования Сибири и Алтае-Саянского трансграничного региона» (Барнаул, 2021), на Шестой конференции геокриологов России «Мониторинг в криолитозоне» (Москва, 2022), международной научно-практической конференции «Большой Алтай. Горы и люди» (Горно-Алтайск, 2024), на Десятом ежегодном семинаре Сибирской Сети по изучению изменений окружающей среды SecNet, проходившем в рамках III Международного форума ассоциаций и консорциумов северных территорий (Томск, 2025).

По теме диссертации опубликовано 36 работ, в том числе 4 научные статьи в журналах, рекомендованных ВАК (из них 3 – входящих в RSCI), 5 научных

статей в изданиях, входящих в международные базы цитирования Scopus и Web of Science, одна монография, 11 научных статей в изданиях, включенных в РИНЦ; зарегистрировано четыре базы данных.

**Структура и объем диссертации.** Работа состоит из введения, пяти глав, заключения, списка сокращений, списка использованной литературы и источников (117 наименований, из которых 38 на иностранном языке) и девяти приложений. В тексте работы содержится 57 графических иллюстраций и 1 таблица. Объем диссертации составляет 130 страниц.

### **Благодарности**

Автор выражает благодарность научному руководителю к.г.н., доценту Останину Олегу Васильевичу за многолетние консультации и помощь в проведении полевых исследований, сотрудникам ИВЭП СО РАН Черных Дмитрию Владимировичу и Бирюкову Роману Юрьевичу за предоставление геофизического оборудования и помощь в проведении геофизических исследований, сотрудникам ИНГГ СО РАН Оленченко Владимиру Владимировичу, Потапову Владимиру Владимировичу, Шеину Александру Николаевичу за предоставление геофизического оборудования, а также за помощь в проведении геофизических исследований и анализе полученных данных.

## ГЛАВА 1. КАМЕННЫЕ ГЛЕТЧЕРЫ: ОСНОВНЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ

### 1.1. Постановка проблемы и история изучения

В последние два десятилетия исследование каменных глетчеров на Алтае заметно активизировалось. Помимо каталогизации каменных глетчеров, ведутся точечные исследования, направленные на определение времени образования (радиоуглеродное датирование и лишенометрические исследования (Соломина, 1999; Fukui, 2007; Дьякова, 2013)), скорости течения каменных глетчеров (тахеометрическая съёмка (Останин, 2014)), а также их внутреннего строения (Лапковская, 2015). К наименее изученным вопросам относятся: внутреннее строение гляциально-мерзлотных каменных образований, количество льда-цемента, наличие ледяных ядер и талых зон. Все эти вопросы имеют как практическое значение для оценки водозапаса, так и фундаментальное, поскольку позволяют установить условия формирования данных образований и их таксономическую принадлежность. Изучение внутреннего строения каменных глетчеров может помочь установить их генезис и факторы формирования, а также оценить объём содержащейся в них воды.

Каменные глетчеры являются истоками многих горных ручьев. В некоторых районах сток с них бывает сопоставим с ледниковым, а в некоторых и превышает его (Горбунов, 2010). Исследования зарубежных ученых в горных странах Евразии и Америки подтвердили, что каменные глетчеры вносят существенный вклад в формирование речного стока (Jones et al., 2021; Kenner et al., 2020; Wagner et al., 2020; Millar, Westfall, 2019; Schaffer et al., 2019). По мнению Бригенти С., Толотти М. и др. в Альпах наблюдается постепенный переход рек от ледникового и снегового питания к питанию за счет каменных глетчеров, подземных вод и жидких осадков (Brighenti et al., 2019).

Проблемы терминологии и классификации исследуемых образований неоднократно поднимались и рассматривались в литературе в последние десятилетия (Глазовский, 1978; Заморюев, 1981; Горбунов, 1989; Галанин, 2005).

Так, по мнению А.А. Галанина (2005) отсутствие единых и четких морфогенетических критериев выделения привело к распространению в литературе разнообразных терминов: псевдотеррасы, псевдоморены, нивально-осыпные валы, забронированные глетчеры, каменные глетчеры, комплексные каменные глетчеры, щебенчатые ледники.

Еще один термин, который встречается для обозначения каменных глетчеров – гляциально-мерзлотные каменные образования – был предложен Н.Н. Михайловым в 1990-х годах.

В большинстве же как более ранних, так и более поздних публикаций русскоязычных исследователей мы встречаем в качестве обозначения исследуемых образований термин «каменный глетчер», который является частичным переводом английского термина «rock glacier».

Впервые термин «rockglacier» встречается в публикациях американских геологов – К.В. Кросса и В. Хоу (Cross, Howe, 1905: см. Горбунов, 2006), работавших в начале XX века в горах штата Колорадо, США. Несколько позднее данный термин в своих работах использовал С.Р. Кэппс-младший (Capps, 1910: см. Горбунов, 1988). Сходные названия использовали в своих работах и немецкие ученые, участвовавшие в экспедициях на Памире и в Тянь-Шане. В русскоязычных публикациях термин «каменный глетчер» впервые упоминается в обзорной статье советского географа С.Н. Матвеева, опубликованной в 1938 г. (Матвеев, 1938: см. Горбунов, 1988). Но параллельно, даже на самых ранних этапах исследования каменных глетчеров высказывалось мнение о возможности их формирования непосредственно из осыпей и обвалов, без связи с классическими ледниками. Постепенно, анализ накопленных фактических данных о каменных глетчерах различных горных систем мира, привел исследователей к мысли, что если не все, то значительная их часть – это самостоятельные образования, не имеющие связи с древним или современным оледенением (Горбунов, 1988).

Долгое время существовали разногласия в вопросах о генезисе исследуемых образований. Согласно одной из гипотез они не имеют самостоятельной

геоморфологической ниши, а являются лишь ледниками, погребенными под плащом обломочного материала (абляционной морены) (Whalley, 1974, 2024; и др.). Так, первоначально ряд исследователей придерживался мнения, что каменные глетчеры представляют собой видоизмененный горный ледник, и, следовательно, не являются самостоятельными, независимыми от ледников формами. Считалось, что они формируются исключительно в результате заморенивания и засыпания ледников грубообломочным материалом, в результате чего лед «консервируется» и меньше подвергается внешнему тепловому воздействию, а его таяние существенно замедляется и он способен продвигаться вниз по долине существенно ниже, чем ледники, лед которых не перекрыт обломочным чехлом. В результате своего движения подобный погребенный ледник приобретает некоторые характерные особенности в своем строении: на его поверхности образуются дугообразные в плане складки – чередующиеся между собой гребни и ложбины.

Согласно другой концепции, каменные глетчеры – это сложные и самостоятельные образования перигляциальной зоны морфолитогенеза (Barsch, 1996; Krainer, 1999, Krainer, 2000). Гляциологи преимущественно настаивают на ледниковом (нивальном-гляциальном) происхождении данных образований, геокриологи – на мерзлотном. Для отделения первых от вторых в зарубежной литературе иногда используют разные термины. Так, образования мерзлотного происхождения именуется «каменные глетчеры, сцементированные льдом» (ice-cemented rock glaciers), а возникшие из ледников, именуется «каменные глетчеры с ледяным ядром» (ice-cored rock glaciers) (Krainer, 1999; Krainer, 2000).

Ряд исследователей утверждает, что каменные глетчеры могут иметь как мерзлотное, так и ледниковое происхождение (White, 1971; Potter, 1972), и рассматривают их как совокупность переходных явлений и форм, сформированных гравитационными, криогенными и нивально-гляциальными процессами (Jonson, 1974; Giadrino, 1989; Barsch, 1996; Горбунов, 1984; Горбунов, 1988; Галанин, 2004а, 2005).

Вопросы классификации и типизации каменных глетчеров рассматривались в работах Д. Барша (Barsch, 1988, 1992, 1996), Х.Е. Мартина и В.Б. Валлея (Martin, 1987), и других исследователей. Исследованием физико-механических процессов и динамики данных образований занимались Дж. Гиардино и Дж. Витек (Giardino, 1989), Ж.А. Олифант (Olyphant, 1983), В.Б. Валлей и Х.Е. Мартин (Whalley, 1992), Я. Ху, Л. Аренсон с соавторами (Rock Glacier Velocity..., 2025) и др.

Общие сведения о природе каменных глетчеров можно найти в ряде отечественных публикаций (Глазовский, 1978; Замаруев, 1981; Горбунов, Титков, 1989; Горбунов, 2006а; Галанин, 2008а). Довольно масштабное географическое рассмотрение этих форм рельефа приводится в работах А.П. Горбунова (Горбунов, 1989, 2006, 2008, 2013 и др.). В них представлен общий обзор распространения исследуемых образований в отдельных регионах мира. Но, тем не менее, остается потребность в детализации региональных обзоров, составления каталогов и карт каменных глетчеров, исследовании их внутреннего строения, определения объемов содержащихся в них водных ресурсов.

В последние десятилетия произошла значительная активизация исследований в области изучения каменных глетчеров. Развитие дистанционных и геоинформационных технологий привело к тому, что стало активно развиваться картографирование и каталогизация, а также подсчет количества каменных глетчеров на отдельных территориях (Михайлов, 2004; Горбунов, 2006-2013; Галанин, 2009; Trombotto, 1999; Arenson, 2010; Останин, 2013, 2014; Дьякова, 2013, 2014; и т.д.). Основываясь на неуклонном росте количества публикаций по данной тематике, А.П. Горбунов даже предполагал необходимость становления в рамках перигляциальной геоморфологии нового научного направления – учения о каменных глетчерах.

С 2018 по 2023 годы на базе международной ассоциации по изучению многолетней мерзлоты (IPA) была образована рабочая группа по инвентаризации каменных глетчеров (RGIC). Она объединила исследователей из разных стран с целью координации и разработки рекомендаций по инвентаризации и картографированию данных образований, включая информацию об их активности

и скорости движения. Помимо этого, учёными, входящими в данную группу, поднимаются и рассматриваются проблемы, касающиеся разделения понятия каменных глетчеров и других, конвергентных и полиморфных форм рельефа, к примеру, забронированных ледников (Haerberli et al., 2024), так как до сих пор данные вопросы являются спорными и неоднозначными для отдельных исследователей (Whalley, 2024).

Исследованием каменных глетчеров на Алтае занимались В.В. Заморуев (1981), Л.Н. Ивановский (1977), А.Р. Агатова (1999), Н.Н. Михайлов (2001-2006), О.В. Останин (2001-2014) и др.

## 1.2. Терминология

В данной работе единым термином «каменный глетчер» объединяются такие понятия как «debris rock glaciers» и «talus rock glaciers», используемые рядом ученых (Barsch, 1996; Corte, 1987 и др.).

Чтобы исключить путаницу терминологий и подчеркнуть генезис различных типов каменных глетчеров, объекты, имеющие непосредственную генетическую связь с современным оледенением (сформированные из мёртвого льда и моренного материала) в данной работе обозначены термином «гляциогенный поток», а объекты, сформированные из осыпного материала и сцементировавшего его льда – «криогенный поток».

К *гляциогенным потокам* (синонимы: ледниковые или приледниковые каменные глетчеры, каменные ледники, rock glaciers, debris rock glaciers, ice-cemented rock glaciers) относятся лопастевидные и языкообразные образования, состоящие из мерзлого щебня и глыб, сцементированных льдом, включающие ледяные линзы или ядра льда (Горбунов, 1989) и имеющие непосредственную связь с современным оледенением. При деградации оледенения, в конечном итоге они могут перейти в разряд каменных глетчеров смешанного генезиса, когда ледниковый лёд будет замещен вторичным инфильтрационным, если ход природного процесса не будет нарушен активизацией оледенения. Гляциогенные

потоки, как правило, располагаются в верховьях основных и боковых долин, в цирках и карах их боковых отрогов.

*Криогенные потоки* (синонимы: присклоновые, перигляциальные каменные глетчеры, talus rock glaciers, rock flow, ice-cored rock glaciers) не связаны с оледенением и являются исключительно мерзлотными образованиями. Обломочный материал таких объектов имеет преимущественно осыпное, лавинно-осыпное и обвальное происхождение, а лёд образуется в результате замерзания в каменной толще талых и дождевых вод и попадания в неё снега. Как правило, они формируются у подножия склонов горных долин, иногда в древнеледниковых цирках и карах в результате преобразования осыпей и обвалов под влиянием мерзлотных деформаций. Языки криогенных потоков спускаются в днища долин, где обычно расширяются.

Криогенные потоки принципиально отличаются от гляциогенных потоков по внутреннему строению и способу питания, но могут иметь сходные черты в своём развитии. Так, например, при деградации оледенения, лёд в гляциогенных потоках может постепенно замещаться с глетчерного на мерзлотный (Михайлов, 2004). В этом случае, а также в случае слияния в единое образование гляциогенного и криогенного потока правомерно утверждать существование промежуточной формы: каменных глетчеров смешанного генезиса.

### **1.3. Формирование, динамика и морфология: обзор мнений**

Анализ литературных данных и результатов наблюдений на каменных глетчерах в различных горных странах (Кавказ (Володичева, 2004); Тянь-Шань (Тараканов, 1988); Алтай (Заморуев, 1963; Ивановский, 1981) и пр.) показал, что для их образования необходимы определенные условия: значительные скопления обломочного материала, поступающего к подножьям горных склонов или ледниковых долин и каров; уклон поверхности крутизной более  $10^\circ$ ; низкие среднегодовые температуры, обеспечивающие сохранение в рыхлых толщах ледяного ядра или льда-цемента (Володичева, 2004). К положительным факторам, способствующим формированию каменных глетчеров различных типов можно

отнести современную тектоническую нестабильность и сейсмическую активность, которые способствуют разрушению и дроблению горных пород, деградацию оледенения, значительные годовые и суточные амплитуды температур.

Распространение каменных глетчеров зависит от климатических условий, абсолютной высоты хребтов, положения местных базисов эрозии, стойкости пород к разрушению, геокриологических условий, высоты и крутизны склонов, истории формирования рельефа. Строение и развитие каменных глетчеров в значительной мере определяется формой долин, экспозицией их склонов и наклоном днищ (Тараканов, 1984).

### **1.3.1. Факторы формирования**

#### **Палеогляциологический и климатический факторы.**

Существенное влияние на появление и развитие каменных глетчеров оказывает история становления рельефа. Экзарационное действие древних ледников создало глубокие трюги, цирки и кары с очень крутыми склонами и стенками. Подобная морфология долин является необходимым условием для формирования и развития каменных глетчеров. В древнеледниковых долинах было накоплено много грубообломочного материала, который мог способствовать сохранению погребенного ледникового льда, и формированию каменных глетчеров.

Таким образом, проанализировав особенности распространения каменных глетчеров и выявив условия их развития, можно составить представление о современном и прошлом климате территории, а также восстановить некоторые элементы истории развития рельефа. Районы широкого распространения каменных глетчеров могут указывать, с учетом положения местных базисов эрозии и литологии пород, на области интенсивной ледниковой экзарации в прошлом. По мнению А.Г. Тараканова, расположение каменных глетчеров в районах широкого развития современных и древних ледников может свидетельствовать о том, что в голоцене (преимущественно во второй его половине), при низких температурах воздуха и большом количестве твердых

атмосферных осадков ледники поставляли в область абляции больше обломочного материала, чем в настоящее время. В перигляциальных районах очень активно протекали процессы физического выветривания и криогенного морфогенеза, лавинные, обвально-осыпные явления, что приводило к масштабному и повсеместному формированию там каменных глетчеров различного типа (Тараканов, 1984).

### **Тектонический и геологический факторы.**

Возникновение каменных глетчеров в значительной степени определяется петрографическими и литологическими особенностями территории. Данные образования имеют широкое распространение в местах развития интрузивных и сильно метаморфизованных осадочных пород, которые характеризуются достаточно высокой устойчивостью к разрушению до тонких частиц, но значительной скоростью дезинтеграции до состояния глыб и щебня. В областях со сравнительно стойкими к разрушению породами склоны долин часто превышают угол естественного откоса, поэтому к основанию склонов на таких участках в большом объеме поставляется грубообломочный материал, который, помимо прочего, в большом количестве накапливается в областях абляции ледников (Тараканов, 1984).

Гляциально-мерзлотные каменные образования зачастую приурочены к гранитоидам, реже – к областям распространения метаморфических и осадочных горных пород, т.к. их формирование связано с породами, которые при разрушении образуют крупные обломки – глыбы. В строении данных форм рельефа крупноглыбовый материал, закономерно приуроченный к верхним их частям, с глубиной сменяется более мелким материалом – щебнем, а в основании – глинами и мелкоземом с включениями отдельных обломков (Геокриология СССР..., 1989).

### **Орографический фактор.**

Орографический фактор оказывает значительное влияние на распределение осадков и температуру, направление и силу ветра, и ряд других показателей.

Один из основных орографических факторов – это абсолютная высота местности. От нее, помимо прочего, зависят: средняя температура воздуха, её

суточные изменения, количество осадков, скорость ветра, распространение многолетнемерзлых пород.

Еще одним важным орографическим фактором является экспозиция склонов. Освещённость и средняя температура воздуха на склонах южной экспозиции выше по сравнению со склонами, обращёнными на север. Это оказывает существенное влияние на развитие многолетнемерзлых пород, процессы физического и химического выветривания и пр.

Также немаловажным орографическим фактором является крутизна склонов. Чем круче склоны, тем большее количество обломочного материала поступает к их подножию, формируя коллювиальные шлейфы, которые могут со временем трансформироваться в каменные глетчеры.

### **1.3.2. Генезис**

Генезис каменных глетчеров является одним из самых спорных вопросов с момента начала изучения данных образований и по сей день. Первоначально, до середины XX века, наиболее распространённым было представление, что они возникают вследствие погребения ледников под обломочным материалом, в большом количестве поступающем со склонов горных долин во время землетрясений, обвалов и камнепадов, в виде осыпей, со снежными лавинами и при выносе моренного материала боковыми ледниками-притоками.

Но с самых ранних этапов исследования каменных глетчеров высказывалось мнение о возможности их формирования непосредственно из осыпей и обвалов, без связи с классическими ледниками. По мере накопления фактических данных о каменных глетчерах в различных горных странах мира, сформировалось мнение, что если не все, то значительная часть данных образований – это самостоятельные формы рельефа, не имеющие связи с древним или современным оледенением (Горбунов, 1988). Выход в свет фундаментальной статьи американских геологов К. Уархфтига и А. Кокса (Wahrhaftig, 1959) можно считать началом нового этапа в изучении генезиса данных образований. Анализируя материалы своих исследований на Аляскинском хребте, они пришли к выводу, что каменные

глетчеры образуются за счет многолетнего промерзания грубообломочных каменных скоплений в горах. Талые воды, замерзая в пустотах между каменными глыбами, формируют ледово-каменное тело, а пластичные свойства льда обеспечивают его движение (К. Уархафтиг, А. Кокс – см. Горбунов, 2006).

К концу XX века сформировалось два устойчивых взгляда на генезис каменных глетчеров. Сторонники первого утверждали, что они представляют собой стадияльные новообразования на месте исчезнувших в климатические оптимумы ледников (Глазовский, 1978; Докукин, 1987); сторонники второго придерживались мнения, что данные образования формируются у подножия скальных обрывов, в частности у задних стенок древнеледниковых цирков, от которых отщепляются обломки, падающие вниз (Rice, 1978 – см. Мудров, 2007).

Дальнейшее сопоставление всех данных привело исследователей к мысли, что имеет место *конвергенция*, или иными словами, разные причины приводят к образованию сходных по своей морфологии форм рельефа. В конечном итоге сформировалось убеждение, что нельзя категорично утверждать, что гляциально-мерзлотные каменные образования образуются за счет только погребения ледников или при многолетнем промерзании скоплений грубообломочного материала в горах. Также необходимо учитывать, что возможны и различные переходные образования. Так, несомненно то, что обычно при погребении ледников имеет место и многолетнее промерзание. Поэтому в таких образованиях кроме погребенного ледникового льда присутствуют и многолетнемерзлые толщи (Горбунов, 2006). Это подтверждается достаточно большим количеством исследований в различных горных странах: исследователи Альп располагают многочисленными свидетельствами того, что исследуемые образования сложены обломками горных пород, сцементированных льдом неледникового происхождения (Barsch, 1996). Канадские ученые в Скалистых горах на территории Национального парка Джаспер обнаружили 65 объектов ледникового генезиса и 54 – неледникового происхождения (Luckman, Crockett, 1978).

Таким образом, в настоящее время имеется две равноправные гипотезы происхождения каменных глетчеров: а) конец горного ледника, погребенный под

мореной (отчленившийся от основного потока и продолжающий самостоятельное движение); б) самостоятельное образование, возникающее в результате накопления обломков (из камнепадов, осыпей) и льда (из лавинного снега, талой и дождевой воды) (Глазовский, 1978; Горбунов, 2011 и др.).

В данной работе предложено выделять два основных и один промежуточный тип каменных глетчеров. Образования, сформированные из моренных комплексов и погребенного мертвого льда в передних или боковых частях ледников предложено называть **гляциогенными потоками**; образования, возникающие в результате накопления обломков (из камнепадов, осыпей) и льда (из лавинного снега, талой и дождевой воды) у подножия склонов или в древнеледниковых карах предложено называть **криогенными потоками**; образования, сформированные в результате слияния двух первых типов – **каменными глетчерами смешанного генезиса**.

Формирование и развитие каменных глетчеров определяется особенностями поступления и расхода массы (Тараканов, 1989).

Рассмотрим особенности формирования основных типов каменных глетчеров.

#### **Гляциогенные потоки:**

Обломочный материал поступает в гляциогенные потоки в результате накопления моренных отложений в передних и боковых частях ледников. Обвальные, осыпные и лавинные отложения, поступающие на поверхность гляциогенных потоков со склонов являются только дополнительными источниками грубообломочного материала, участвующего в его строении.

Деградация ледников (при благоприятных условиях) приводит к активному формированию гляциогенных потоков на материале оставляемых ими морен. Увеличение же размеров ледников приводит к уничтожению данных форм рельефа. Поэтому в орогенных областях, где позднеплейстоценовое оледенение было максимальным, более древние гляциогенные потоки не сохранились. Сокращение площадей многолетнемерзлых пород в голоценовый оптимум привело к широкой деградации и переходу в неактивное состояние гляциогенных

потоков, образовавшихся после отступления позднеголоценовых горных ледников. Таким образом, распространение активных гляциогенных потоков ограничено районами современного оледенения (Романовский, 1993).

Лед внутри гляциогенных потоков имеет преимущественно ледниковое происхождение: это сильно замороженный глетчерный лед, потерявший непосредственную связь с ледником, т.е. мертвый лед. Таким образом, забронированные ледники можно считать переходными образованиями от классических ледников к гляциогенным потокам. Для того чтобы морены с мертвым льдом перешли в гляциогенные потоки, необходимы следующие условия: существенное сокращение или прекращение таяния льда, пополнение массы разными типами льда и твердокаменного материала, достаточно крутой наклон подстилающего ложа (Тараканов, 1989). Развитие гляциогенных потоков без привноса в них льда невозможно. Хорошее описание различий между каменными глетчерами и забронированными ледниками было представлено в статье W. Haeblerli с соавторами (Haeblerli et al., 2024). В качестве ключевых отличий они приводят следующие: значительное сцепление поверхностного материала каменных глетчеров с каменно-ледяным ядром, в отличие от практически отсутствующей связи каменного материала со льдом, который он покрывает в забронированных ледниках; фронтальные уступы, сложенные у каменных глетчеров обломочным материалом, а у забронированных ледников – обнажающимся из-под обломков льдом; ускорение скоростей течения и неуклонное движение каменных глетчеров, наряду с сохранением выпуклой структуры поверхности, в отличие от замедления течения и постепенной деградации забронированных ледников, имеющих часто вогнутую форму и хаотичную структуру поверхности (Haeblerli et al., 2024).

Образование льда внутри гляциогенных потоков может быть также обусловлено замерзанием талых снежных или дождевых вод, метаморфизмом навешанных или лавинных снежников. В связи с этим лед внутри данных образований может иметь форму ледяного ядра или крупных линз, ледяных

шлиров или льда-цемента, скрепляющего скальные обломки разных размеров (Глазовский, 1978).

Итак, однажды возникнув, без пополнения льдом и твердокаменным материалом гляциогенные потоки разрушаются. Забронированные ледники без привноса в них дополнительного льда и материала разного происхождения не трансформируются в каменные глетчеры (Тараканов, 1989).

### **Криогенные потоки:**

У оснований склонов твердокаменный материал накапливается в виде конусов выноса и шлейфов. Под действием **криогенного морфогенеза** он поступает затем в криогенные потоки, или же его скопления служат основой для их зарождения (Тараканов, 1989).

В формировании и развитии криогенных потоков одно из первых мест некоторые исследователи отдают лавинным снежникам, которые погребаются твердокаменным материалом. Но наблюдения А.Г. Тараканова и его коллег в высокогорных районах Тянь-Шаня, Сибири, Дальнего Востока и др. свидетельствуют о том, что **лед таких снежников практически не оказывает влияния на образование и развитие рассматриваемых форм**, т.к. к середине-концу лета они растаивают полностью. При замерзании грубого неводонасыщенного твердокаменного материала образуется **контактный и пленочный лед-цемент**. В переувлажненных грунтах может возникать **базальный лед-цемент**. Однако **в связи с малой льдистостью таких образований возникновение криогенных потоков исключается**. Со временем доля участия первичного льда в сложении данных образований сокращается до минимума (Тараканов, 1989).

Активные криогенные потоки приурочены к областям распространения многолетнемерзлых пород. При достаточной льдистости и соответствующей мощности многолетнемерзлых пород становится возможным их движение по вязко-пластичному типу.

Главным и явно диагностируемым признаком криогенных потоков служит преобладающий конжеляционный генезис слагающего их льда. Нарастание

мощности каменных потоков происходит по всей их поверхности в летний период при частых колебаниях поверхностной температуры около нуля (Галанин, 2004а).

Следует иметь в виду, что ледяные ядра неледникового генезиса могут содержать лед в количестве, достаточном для того, чтобы при протаивании возникали те же эффекты, что и при протаивании ледяного ядра ледникового генезиса (Уошборн, 1988).

При деградации оледенения гляциогенные потоки могут со временем трансформироваться в каменные глетчеры смешанного генезиса. В таком случае на первой стадии развития данные образования состоят преимущественно из моренного материала и глетчерного льда, а со временем все большее место в них начинает занимать материал, поступающий со склонов, и конжеляционный лед, а также постепенно возрастает и содержание отложений водных потоков (Михайлов, 2009; Тараканов, 1989).

Немаловажным и открытым до сих пор остается вопрос о связи каменных глетчеров, в частности криогенных потоков, с иными формами мерзлотного рельефа, в особенности с курумами. Не смотря на мнение отдельных авторов, которые предполагают генетическую связь курумов и каменных глетчеров, выделяя отдельный тип переходных образований – курумоглетчеры (Романовский и др., 1989), в данной работе они рассматриваются как самостоятельные, не связанные формы рельефа, ввиду существенных различий в типе их движения, формы питания и строения в целом.

Одним из факторов трансформации каменных глетчеров служат водные потоки. Они поставляют обломочный материал преимущественно в криогенные потоки, расположенные в днищах долин, а также в гляциогенные потоки. При таянии снега и ледников потоки несут большое количество твердых частиц – от самых тонких, до более крупных, достигающих нескольких сантиметров в поперечнике. Пройдя сквозь толщу каменного глетчера, эти воды выходят из-под фронтального уступа уже прозрачными или слабозамутненными. Содержание такого материала в языковой части каменных глетчеров увеличивается по мере

нарастания их массы (Тараканов, 1989), постепенно замещая лед в их языковых частях и способствуя их «отмиранию».

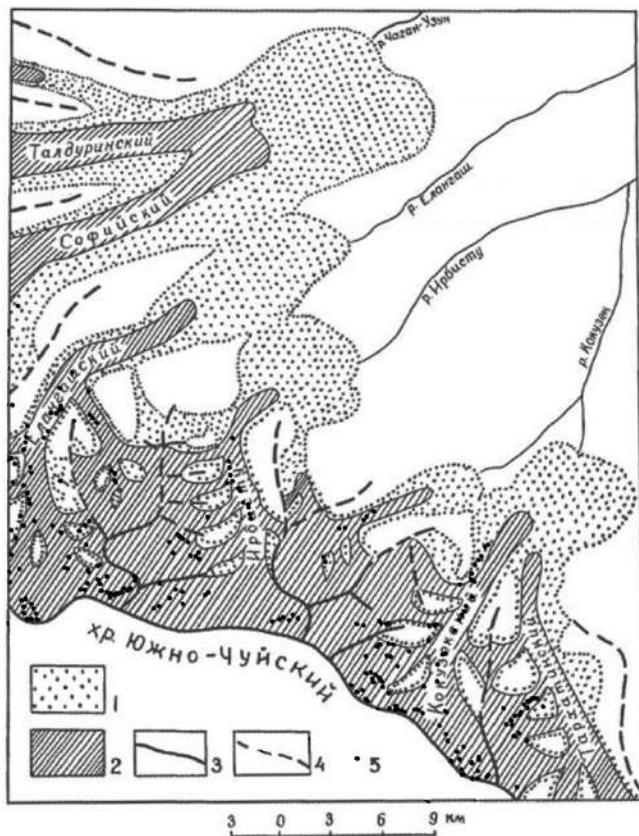
В существовании каменных глетчеров выделяются активная и неактивные стадии. Активная стадия характеризуется постоянным движением каменного глетчера, и соответствующей трансформацией прилегающих территорий (к примеру, формирование напорных валов в прифронтальной зоне). Если же каменные глетчеры вследствие каких-либо причин теряют подвижность, они переходят во вторую, неактивную, стадию развития. При этом, если в теле данного образования еще сохраняется ледяное ядро (это можно видеть по наличию ручьев и ключей, а также заболоченности в прифронтальной зоне), то это образование иногда способно вновь приобрести подвижность, превратившись в реактивизированную форму. Если же ледяное ядро полностью растаяло или лед был замещен мелкодисперсным материалом, приносимым водными потоками, то это знаменует наступление третьей, конечной фазы развития каменных глетчеров; в таком случае для них характерна утрата многих микроформ поверхности и существенное изменение структуры почвенно-растительного покрова (Горбунов, 2006).

### **1.3.3. Время образования**

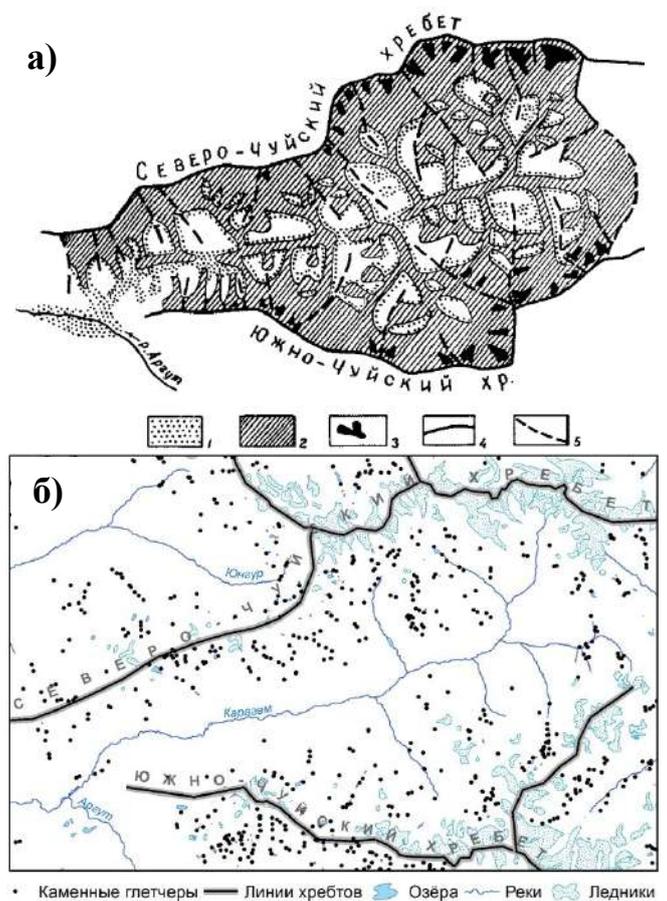
Определение времени образования каменных глетчеров прямо или косвенно осуществляется на основе радиоуглеродных, космоизотопных, лишенометрических, палинологических датировок, теста остаточной прочности и прочих методов (Галанин, 2005, 2017). Также относительный возраст исследуемых образований можно определить по вмещающим их формам: карам, циркам, троговым долинам, по их расположению относительно форм рельефа с известным возрастом, к примеру, конечных моренных комплексов. По мнению исследователей, в горах Средней Азии (Тянь-Шане, Памире) и на Алтае каменные глетчеры сформировались преимущественно в голоцене (Титков, 1987; Горбунов, 1988; Ивановский, 1977; Марченко, 2003; Fukui, 2007). Так, к примеру, на территории Памиро-Алая А.П. Горбунов (1978) выделил два периода

формирования каменных глетчеров: 4–8 и 2–4 тыс. лет назад. Начало формирования наиболее крупных каменных глетчеров Тянь-Шаня относят к концу позднего неоплейстоцена. А на Алтае началом формирования самых крупных каменных глетчеров, сохранившихся до настоящего времени, считают середину голоцена (Михайлов, 2009); это подтверждается тем, что некоторые из них частично перекрыты моренами малого ледникового периода.

Сопоставление схем позднеплейстоценовых оледенений (Окишев, 2011) с точками расположения каменных глетчеров (рисунки 1.1, 1.2) показало, что существенная часть криогенных каменных глетчеров Алтая располагается на территориях, занятых ещё 13-14 тыс. лет назад ледниками.



**Рисунок 1.1.** – Схема позднеплейстоценового оледенения в бассейнах рек северного склона Южно-Чуйского хребта (Окишев, 2011), дополненная местами расположения каменных глетчеров: 1 – ледники максимума 1-го позднеплейстоценового мегастадиала; 2 – ледники максимума 2-го мегастадиала (ок. 13 тыс. л.н.); 3 – гребни с современным оледенением; 4 – низкие отроги без ледников; 5 – каменные глетчеры (по данным автора)



**Рисунок 1.2.** – Бассейн р. Карагем:  
**а)** схема позднеплейстоценового оледенения (Окишев, 2011): 1 – ледник максимума 1-го мегастадиала; 2 – ледники максимума 2-го мегастадиала (ок. 13 тыс. л.н.); 3 – современные ледники; 4 – осевая линия хребтов; 5 – отроги и низкие водоразделы;  
**б)** расположение каменных глетчеров (по данным автора)

Учитывая границы распространения оледенения в малом ледниковом периоде можно утверждать, что большая часть гляциогенных каменных глетчеров Алтая сформировалась при деградации ледников, которая наблюдалась с середины XIX в. Но при этом вполне допустимо, что образования могут состоять из нескольких генераций разного возраста и начали формироваться до максимума малого ледникового периода.

#### **1.3.4. Внутреннее строение каменных глетчеров**

С увеличением количества исследований эволюционировало и представление о внутреннем строении каменных глетчеров.

Основными составляющими их внутреннего строения является обломочный материал (моренный или коллювиальный) и лед различного генезиса.

Мощность обломочных масс теле каменного глетчера может достигать 30 м, в них наблюдается грубая сортировка: крупные валуны и глыбы преимущественно лежат на поверхности, смесь валунов, песка и алеврита слагает придонную часть разреза (Rice, 1978 – см. Мудров, 2007).

**Содержание льда в активных каменных глетчерах составляет в среднем порядка 50% от их объема (Горбунов, 2006).**

Все активные гляциогенные потоки содержат лед и могут быть разделены на два типа: со льдом-цементом и с ледяным ядром. Гляциогенные потоки содержат погребенный ледниковый лед, а криогенные потоки содержат преимущественно конжеляционный лед различного происхождения (лед-цемент, инфильтрационный, гольцовый и пр.). В некоторых областях доля образований со льдом различного генезиса примерно равна: так, в южной части Национального парка Джаспер (Канада) были описаны 65 каменных глетчеров с ледяным ядром (ледниковым) и 54 каменных глетчера со льдом-цементом (Уошборн, 1988).

Нижняя часть сезонноталого слоя в теле каменного глетчера осенью переходит в многолетнемерзлые породы. Льдистость быстро нарастает вниз по разрезу как в самих образованиях, так и в присклоновых шлейфах и конусах. На глубине 1,5-3 м она уже может достигать 40-50%.

Вот пример описанного А.Г. Таракановым (1989) внутреннего строения криогенного потока, вскрытого на южном склоне хр. Акшийрак (Тянь-Шань): толщина высокольдистых (40-60% и более) дресвянисто-щебнистых с небольшой примесью мелких глыб отложений в разрезе достигала 25 м. Примесь мелкозема в них составляет около 5%. В толще преобладает шлировая криогенная текстура, но также встречается и базальная. Толщина шлиров составляла 0,5-3 см. Лед прозрачный с редкими пузырьками воздуха. Высокая льдистость обусловлена сингенетическим формированием гольцового льда; она повышалась, по-видимому, вследствие миграции влаги в уже мерзлый грунт.

Внутреннее строение гляциогенных потоков существенно отличается. В начальной стадии развития данных образований, подступающих верхними концами к небольшим долинным и каровым ледникам, преобладает мертвый лед (глетчерный). Это – погребенный лед главным образом последних стадий голоценового оледенения. В естественных обнажениях толщина такого льда колеблется от 1 до 20 м; в действительности она значительно больше. Мертвый лед перекрывается чехлом грубого твердокаменного материала толщиной 1-3 м, или он располагается глубже сезонноталого слоя. К примеру, в бассейне р. Чегем (Кавказ) в вертикальных обнажениях каменных ледников, вскрытых после схода селей в 1983 г., равномерно, без признаков слоистости и сортировки, распределены остроугольные обломки однородного петрографического состава, составляющие 50% общего объема породы. Ледяное ядро находится на глубине 1,5 м от поверхности, видимая его толщина достигает 20-30 м (Сейнова, 1987).

В целом можно сказать, что каменные глетчеры сложены глыбами, щебнем, дресвой, песком и льдом. Твердокаменный материал преимущественно склонового и ледникового происхождения, содержание в нем мелкозема редко превышает 5%, льдистость колеблется от 30 до 90%. Лед или прозрачный, или серый, мутный. Содержание обломков породы и льда меняется в зависимости от происхождения и развития каменного глетчера, гранулометрический состав твердокаменного материала в разных их частях и в разных типах неодинаков. Содержание тонких частиц уменьшается от нижних к верхним частям каменных

глетчеров, приуроченных к днищам долин, и к тыловым частям каменных глетчеров, расположенных у подножия склонов и на бортах долин. Приход и расход массы в теле каменных глетчеров определяется не только климатическими и геокриологическими условиями, но и множеством других.

Для каменных глетчеров в одинаковой степени важны твердокаменный материал и лед. Лед связывает обломки горных пород и придает вязко-пластичные свойства каменноледяной массе, а твердокаменный материал предохраняет его от таяния сверху. В противном случае данные формы рельефа не существовали бы и не зарождались ниже ледников. Фронтальные части долинных и склоново-долинных каменных глетчеров располагаются часто ниже языков ледников на 300-1000 м. Наряду с этим, грубообломочный твердокаменный материал, слагающий с поверхности гляциогенные потоки, способствует снижению температуры внутренней толщи на 1-2°C, тем самым благоприятствуя существованию этих форм на 100-200 м ниже пояса развития многолетнемерзлых пород. Кроме того, твердокаменный материал утяжеляет каменноглетчерную массу, способствуя ее движению по вязко-пластичному типу (Тараканов, 1989).

Наиболее активные каменные глетчеры обязательно содержат ледяное ядро разного генезиса: это может быть погребенный лед, перекристаллизованный погребенный снежник, инфильтрационный лед и др. Толщина ледяных линз достигает 5-7 м (Галанин, 2004).

Продолжительное интенсивное поступление материала со склонов и водных потоков в тело каменного глетчера без привноса льда должно сказаться на существенном его преобладании над льдом. В связи с этим возрастает внутреннее трение массы, что приводит к падению скорости движения данных образований, пока они не перейдут в неактивную стадию, а затем будут погребены твердокаменным материалом (Тараканов, 1989).

По мнению А.Г. Тараканова, в большинстве каменных глетчеров, несмотря на преимущественное преобладание в них глыб, щебня и дресвы, со временем сегрегационный лед должен занимать ведущее место. Однако, по его мнению,

формирование сегрегационного льда возможно не только в дисперсных грунтах, но практически во всех породах, в т.ч. и в каменных глетчерах, что не противоречит миграционной теории его развития. Образование такого льда в толще до глубины 20-30 м может быть связано с высоким температурным градиентом, присутствием хотя бы небольшого количества мелкозема в грунтах, а также с существованием пленочной воды между кристаллами льда при температуре от 0 до  $-30^{\circ}\text{C}$  и ниже. Пленочная вода содержится не только в тонкодисперсных многолетнемерзлых породах, но и на контакте минеральных частиц и льда, а также в самой его массе у граней кристаллов (Тараканов, 1989).

Высокая проницаемость слагающих пород должна быть и в криогенных потоках, в которых лед образует тела толщиной от долей сантиметров до 20 м и более. За лето температура в 50-сантиметровом слое заметно повышается, что благоприятствует проникновению воды внутрь данных образований, а в связи с этим и формирование на глубине в более холодных горизонтах льда вторичного происхождения. Следуя классификации П.А. Шумского (Гляциологический словарь, 1984), такой лед можно отнести к инфильтрационному. Доля его участия в сложении и развитии каменных потоках, может быть весьма значительна. С течением времени его масса постепенно нарастает (Тараканов, 1989).

### **1.3.5. Динамика каменных глетчеров**

Активные формы каменных глетчеров обладают медленным движением, в результате которого возникают валы дугообразной формы, продольные ложбины, уступы и фронтальные обрывы. Фронт данных образований, как правило, осыпной и обрывистый (Володичева, 2004).

В среднем, скорость течения естественных каменных глетчеров обычно колеблется около 1-2 м/год, но временами она возрастает до многих метров или уменьшается до нескольких сантиметров в год. Движение каменных глетчеров имеет пульсирующий характер: скорость временами то замедляется, то заметно возрастает. Отмечены случаи, когда данные образования на некоторое время теряли свою подвижность (Горбунов, 2006).

Нужно отметить, что скорость движения активных каменных глетчеров в разных горных странах может существенно различаться.

Так, наиболее низкие величины характерны для Антарктиды, где они составляют миллиметры или первые сантиметры в год (Мягков, 1981). Максимальные скорости (обычно до нескольких метров в год) характерны для каменных глетчеров Анд Чили и Аргентины (Corte, 1976). Средняя скорость движения каменных глетчеров в Тянь-Шане составляет от 1,5 до 3 м/год (Лебедева и др., 2024), но отмечены случаи их движения со скоростью до 14 м/год (Gorbunov et al., 1992).

На Алтае, по косвенным оценкам, скорости движения двух активных гляциогенных потоков, расположенных ниже долинных ледников Левый Мугур и Правый Мугур, составляют 0,5–0,7 м/год (Чистяков, 2015), а скорости движения криогенных потоков в долине р. Аккол (Южно-Чуйский хребет), выявленные с помощью тахеометрической съёмки, составляют первые сантиметры в год (Михайлов, 2009).

По мнению К.В. Чистякова (2015), относительно непрерывное питание гляциогенных потоков и их активность обеспечивается периодическим скачкообразным отчленением от расположенных выше ледников новых масс мертвого и забронированного льда. Также, по его мнению, при повышении температуры в связи с потеплением погребённые льды становятся более пластичными и скорость движения каменных глетчеров возрастает. При этом часть льдов вытаивает, что приводит к увеличению глубины залегания каменно-ледяного ядра и накоплению моренного материала на поверхности каменного глетчера (Чистяков, 2015). Данная точка зрения подтверждается последними исследованиями зарубежных учёных, которые установили, что в последние десятилетия скорость движения каменных глетчеров неуклонно возрастает вслед за повышением средних годовых температур; также для каменных глетчеров характерна сезонная вариация скорости: они обычно ускоряются в сезон снеготаяния, достигая максимума в конце лета, и минимума в конце зимы – начале весны (Rock Glacier Velocity..., 2025).

### 1.3.6. Морфология каменных глетчеров

По данным Горбунова А.П. (2006) морфология «типичного» каменного глетчера выглядит следующим образом: его тело ограничено боковыми и фронтальным откосами; поверхность обычно гофрирована за счет дугообразных поперечных валов и ложбин, выпуклость которых обращена в сторону движения каменного глетчера; иногда на его поверхности могут встречаться одиночные продольные ложбины. Фронтальный откос является важной индикаторной частью данной формы рельефа. Высота его может достигать 20–40 м, крутизна обычно составляет 30–35°. У активных каменных глетчеров этот откос «живой», т. е. по нему время от времени скатываются или сползают каменные обломки. Он очень неустойчив и лишен растительного покрова. У неактивных форм откос более пологий, он устойчив и частично задернован (Горбунов, 2006).

По форме каменные глетчеры напоминают языки карово-долинных ледников или широкие серповидные присклоновые потоки. В ледниковых районах гляциогенные потоки чаще всего занимают участки склонов или долин, которые недавно были заполнены ледниками или многолетними снежниками (Уошборн, 1988), а криогенные потоки наиболее часто приурочены к снованиям склонов троговых долин.

Существует несколько схем морфологического строения каменных глетчеров, во многом схожих друг с другом. К примеру, схема В.А. Ухналева (рисунок 1.3).

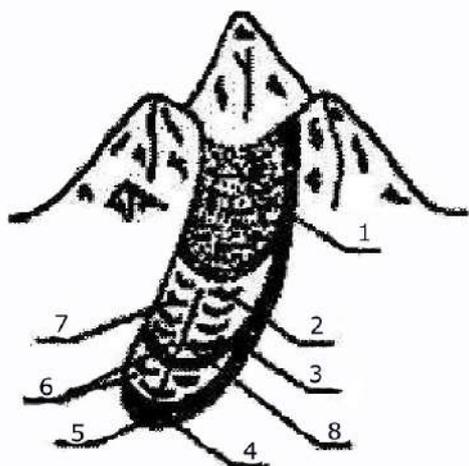


Рисунок 1.3. – Морфология каменных глетчеров: 1 – область питания; 2 – верховье каменного глетчера; 3 – боковой уступ; 4 – фронтальный уступ; 5 – осыпной шлейф; 6 – ступени (наплывы); 7 – дугообразные валы и ложбины; 8 – борозда раздела (Ухналев, 1991)

В большинстве случаев долинные и склоново-долинные каменные глетчеры динамичны и достигают в длину 2,5-3,8 км (Тараканов, 1989).

На поверхности активных каменных глетчеров, как правило, формируются поперечные дугообразные валы и ложбины. Они образуются за счет различий в скоростях движения осевой и боковых частей данного образования. Но иногда они могут отсутствовать, что отражено в известных классификациях каменных глетчеров А. Корте (Corte, 1976, 1987) и Д. Барша (Barsch, 1996).

Некоторые каменные глетчеры подвергаются воздействию тектонических процессов и могут деформироваться. Деформированные образования можно разделить на две основные группы. В первую входят те из них, которые осложнены разрывами единого тела, во вторую – безразрывные образования, но с выраженными зонами растяжения. Для них характерны не только поперечные валы и ложбины, но иногда и продольные (Горбунов, 2010).

## ГЛАВА 2. МЕТОДЫ И МЕТОДИКИ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для исследования каменных глетчеров в данной работе применялся широкий спектр методов – от традиционных геоморфологических (морфографический, морфометрический, морфоструктурный и др.), до новейших междисциплинарных (геофизический, геодезический, дистанционный, геоинформационный).

В ходе изучения и описания каменных глетчеров применялись полевые, камеральные и смешанные методы геоморфологических исследований. Во время полевых исследований проводились маршрутно-экспедиционные работы: визуальное наблюдение, а также дистанционные измерения, которые включали в себя применение геофизических методов исследования и аэрофотосъёмки. Также проводились полустационарные исследования: наблюдения и измерения на ключевых участках. Во время камеральных исследований применялись математико-статистические методы. Они базировались на использовании ГИС-технологий: были рассчитаны и проанализированы морфометрические характеристики каменных глетчеров, рассмотрены концептуальные модели рельефообразующих процессов, созданы базы данных исследуемых образований. Смешанные исследования включали в себя использование картографического метода и метода дистанционного зондирования.

Геоморфологический анализ, основанный на данных полевых исследований, а также картографических и аэрокосмических данных, позволил установить следующие характеристики изучаемых форм рельефа: площадь, протяженность в длину и ширину, морфологию поверхности, тип образования, его форму и комплексность. Также по косвенным признакам определялась динамическая активность каменных глетчеров и их генезис.

### **2.1. Методы исследований**

#### **2.1.1. Методы геоморфологических исследований**

Выяснение происхождения рельефа требует его всестороннего изучения,

которое включает количественную и морфологическую оценку орографических форм, а также сравнительный анализ геологической, исторической и физико-географической обстановок их образования.

Морфометрический метод позволяет получить характеристику высот (абсолютных и относительных), уклон поверхности и фронтального уступа, площадь каменных глетчеров. Морфологический метод дает характеристику внешних особенностей данных образований и их расположения относительно вмещающих их форм рельефа: геоморфологическую позицию в пределах долины, морфологию поверхности, сложность образования, форму в плане. Совместное использование генетического, морфоструктурного и палеогеоморфологического методов с дистанционным и геофизическим методами позволяет установить тип каменных глетчеров, гранулометрический состав обломочного чехла, современную динамическую активность данных форм рельефа, наличие или отсутствие в них ледяного ядра, а также единовременность их формирования, и установить совокупность факторов, приведших к формированию данных форм рельефа на исследуемой территории.

### **2.1.2. Дистанционный метод, в том числе аэрофотосъёмка**

Несмотря на то, что данный метод появился сравнительно недавно, он активно внедряется, завоевывая ведущие позиции в области изучения объектов в высокогорных областях, т.к. позволяет охватить масштабные труднодоступные территории и обобщить ранее разрозненные сведения в единую картину. Не меньшую популярность данный метод имеет и в изучении каменных глетчеров. Ввиду обширного распространения данных объектов и их приуроченности к труднодоступным высокогорным районам, развитие аэрокосмических методов дешифрирования привело к активизации исследования данных образований. Так, к примеру, на основе дешифрирования космических изображений в программе Google Earth, был составлен региональный обзор по каменным глетчерам мира, опубликованный Горбуновым А.П. в 2008 г. Помимо данной обобщающей публикации существует множество региональных обзоров о географии

распространения данных образований, полученной на основе данных ДЗЗ, в частности работы Э.В. Северского по Тянь-Шаню, А.А. Галанина по Дальнему Востоку, Н.Н. Михайлова, О.В. Останина и Г.С. Дьяковой по Алтаю, и мн. др.

Дистанционный метод служил основой выявления, картографирования и классификации каменных глетчеров Центрального Алтая (рисунок 2.1).

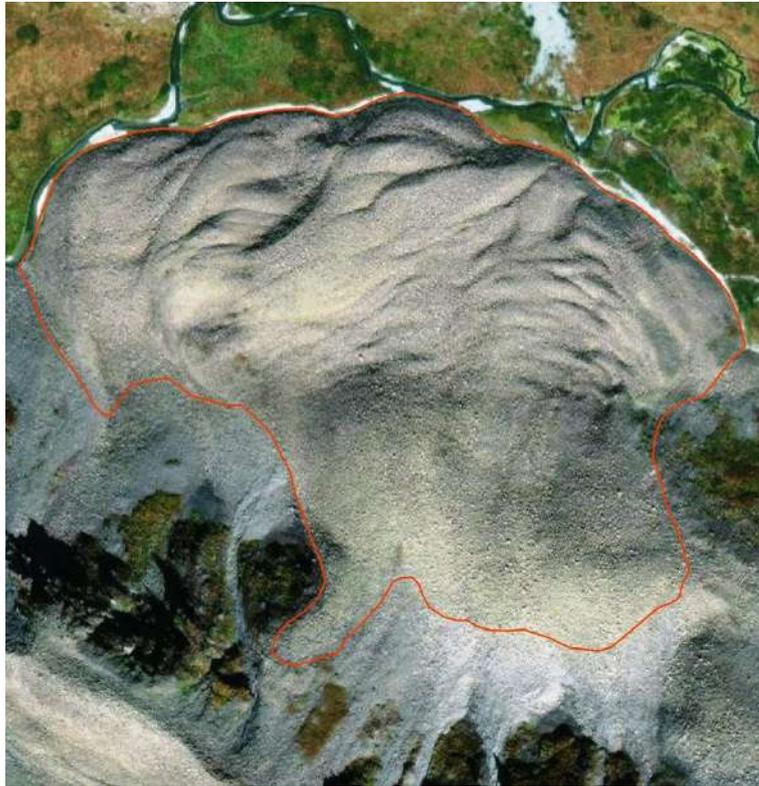


Рисунок 2.1. – Дешифрирование криогенного потока на основе данных ДЗЗ

Помимо спутниковых данных дистанционного зондирования Земли в работе использовались данные аэрофотосъёмки с БПЛА.

Аэрофотосъёмка каменных глетчеров проводилась квадрокоптером DJI Phantom-4. Управление дроном осуществлялось с помощью смартфона через программу Pix4Dcapture. Полёт выполнялся в автоматическом режиме по полётной схеме «double grid mission», позволяющей получать 3D модели местности. Обработка данных аэрофотосъёмки проводилась в программном обеспечении Pix4Dmapper и Agisoft Photoscan. В результате были получены ортофотопланы и цифровые модели рельефа с разрешением 5-15 см в пикселе, а также изолинейные карты ключевых участков (рисунок 2.2), что позволило провести детальные исследования морфологии каменных глетчеров.

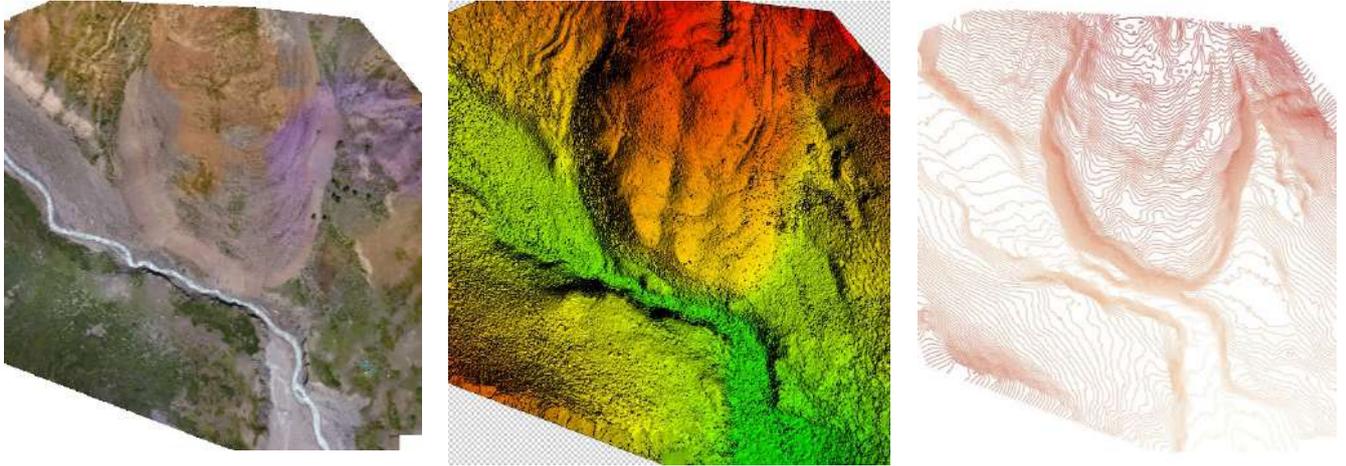


Рисунок 2.2. – Ортофотоплан, цифровая модель рельефа и изолинейная карта части каменного глетчера в долине р. Джело (Северо-Чуйский хребет), построенные по данным аэрофотосъемки с дрона

### 2.1.3. Геодезический метод

Несмотря на широкое внедрение дистанционного метода в исследование каменных глетчеров, не менее популярными и широко распространенными остаются контактные методы, позволяющие изучить характеристики отдельных объектов, и, зачастую, установить определенные закономерности, что, в частности, позволяет улучшить дистанционные методы, т.е. качество дешифрирования исследуемых образований.

Высокоточная геодезическая съемка (GNSS-съемка) была использована для построения поперечных и продольных профилей каменных глетчеров и привязки геофизических профилей (рисунок 2.3).



а) GNSS-съемка по линии профиля электротомографии криогенного потока (фото автора)



б) Полученная линия профиля и ее положение на местности

Рисунок 2.3. – Геодезические исследования криогенного потока

Для выявления динамики активных каменных глетчеров были выбраны ключевые участки в высокогорной и среднегорной области. На поверхности выбранных объектов было отмечено (промаркировано) по 20-25 опорных точек. При помощи тахеометрической съёмки и GNSS-съёмки были определены их координаты. Полученные к настоящему времени результаты позволяют предположить, что скорость их течения не превышает первых сантиметров в год. Повторные исследования позволят в перспективе уточнить скорости течения каменных глетчеров Алтая.

#### **2.1.4. Геофизический метод**

Каменные глетчеры состоят преимущественно из крупноглыбового обломочного материала, что весьма осложняет исследование их внутреннего строения с помощью бурения или проходки шурфов, делая его чрезвычайно трудоёмким или даже невозможным. В единичных случаях изучение внутреннего строения проводится на каменных глетчерах, «вскрытых» в результате тектонических (землетрясения) или склоновых (сели, оползни) процессов (Галанин, 2005).

Использование геофизических методов позволяет изучать внутреннее строение каменных глетчеров по результатам измерений с поверхности. Среди всего многообразия геофизических методов наиболее распространена для подобных исследований и в России, и за рубежом электротомография (Farbrot, 2005; Лапковская, 2015; Галанин, 2015; Бажин, 2018 и др.). Опыт зарубежных и отечественных исследований показал эффективность данного метода, особенно в сочетании с георадиолокацией, а также с бурением и изучением стенок естественных обнажений в термоэрозионных каньонах и просадках для анализа внутреннего строения каменных глетчеров (Evin, 1997; Maurer, 2007; Leopold, 2011; Галанин, 2015; Науск, 2016; Медеу, 2021 и др.).

Электротомография – один из современных методов электроразведки. Это технология, объединившая в себе электрическое зондирование и профилирование и решение двухмерной или трёхмерной обратной задачи электроразведки

(инверсия данных) (Evin, 1997). Данный метод как самостоятельно, так и в совокупности с другими геофизическими методами широко применяется российскими и зарубежными учёными для выявления и исследования многолетнемёрзлых пород и каменных глетчеров (Галанин, 2015; Evin, 1997; Maurer, 2007).

При проведении исследований внутреннего строения каменных глетчеров методом электротомографии нами использовалась многоэлектродная электроразведочная станция «СКАЛА-48» (рисунок 2.4). Шаг измерений по профилю составлял 5 м, максимальный разнос питающей линии – 235 м. Для съемки более длинных профилей использовался режим «нагоняющего профиля» с переносом первого многоэлектродного кабеля предыдущей раскладки на место второго в последующей. При исследовании каменных глетчеров в долинах рек Елангаш и Аккол последовательность подключения электродов соответствовала установке Шлюмберже, при этом глубинность исследований составляла около 40 м. На ключевых участках в долинах рек Джело, Чуя, а также для части профилей в долине р. Елангаш использовалась последовательность подключения электродов, соответствовавшая трёхэлектродной прямой и встречной установке, что позволяло увеличить глубинность исследований до 60-70 м. Электроды заземляли с помощью влажного грунта, который в случае отсутствия мелкозема размещался между крупноглыбовым материалом и смачивался подсоленной водой, что позволяло снизить сопротивление заземлений до приемлемых значений. Инверсия данных электроразведки осуществлялась в рамках двухмерных моделей с учётом рельефа в программе Res2Dinv (Loke, 2003). В результате зондирования получены разрезы удельного электрического сопротивления каменных глетчеров по профилям (геоэлектрические разрезы). Для оценки объёмного содержания льда в теле каменного глетчера были проведены площадные исследования, которые были обобщены и интерполированы в псевдо-3d модели внутреннего строения в программе Voxler. Данное ПО позволяет автоматически определять объём каменно-ледяного ядра (Дьякова и др., 2023).



Рисунок 2.4. – Многоэлектродная электроразведочная станция «СКАЛА-48»  
(фото Останина О.В.)

### 2.1.5. Геоинформационный метод

Данный метод позволяет обобщить данные, полученные с помощью всех остальных методов, дополнить их и систематизировать.

Данный метод появился сравнительно недавно, но уже достаточно широко применяется в исследовании каменных глетчеров. Данный метод позволяет обобщить в единой картографической системе всю информацию о каменных глетчерах как отдельных регионов, так и всего мира. В настоящее время созданы ГИС-проекты, содержащие обобщенную информацию по данным формам рельефа: А.А. Галанина по Северо-Востоку России, О.В. Останина и Г.С. Дьяковой по Алтаю, Д. Тромботто по Андам и др.

Использование ГИС-программ позволяет не только обобщить имеющиеся данные, провести дешифрирование и оцифровку каменных глетчеров, но и получить систематизированные данные об их местоположении (географических координатах), высоте над уровнем моря, экспозиции, уклоне поверхности и мн. др.

### 2.2. Методики исследования

Методика – это совокупность способов целесообразного проведения какой-либо работы. При изучении, описании и каталогизации каменных глетчеров Центрального Алтая были разработаны и апробированы следующие методики:

- методика дешифрирования каменных глетчеров;
- методика выделения верхних границ каменных глетчеров;
- методика определения активности каменных глетчеров;
- методика каталогизации каменных глетчеров и некоторые другие.

### **2.2.1. Методика дешифрирования и каталогизации каменных глетчеров**

К основным морфологическим признакам каменных глетчеров были отнесены следующие: в плане подковообразная выпуклая натечная формы, фронтальный уступ, заканчивающийся осыпным шлейфом, напорные и ударные валы у его основания, натечные ступени, придающие характерный ложбинно-рядовой рельеф, наличие во фронтальной их части множества ручьев и ключей.

Каталогизация каменных глетчеров Центрального Алтая проводилась с использованием программного обеспечения Google Earth Pro, SASPlanet и ArcGIS 10.3.

Первоначально, в программе SASPlanet было проведено визуальное дешифрирование каменных глетчеров с использованием космических изображений из различных источников (Bing, ArcGIS.Imagery, Google, Яндекс и Геопортал Роскосмоса). При выявлении дешифрируемого объекта в его языковой (прифронтальной) части ставилась метка. При возникновении спорных ситуаций использовались программы Google Earth Pro и ArcGIS Earth, позволяющие визуализировать объекты в 3D-формате. Полученные метки сохранялись в формате \*.kmz и конвертировались в шейп-файлы; дальнейшая работа по каталогизации осуществлялась в программе ArcGIS. В проект подгружались детальные космические изображения (с разрешением 0,7-2 м в пикселе) и отрисовывались площадные границы каменных глетчеров; в таблицу атрибутов вносилась описательная информация: тип каменного глетчера, его геоморфологическая позиция в пределах долины, морфология поверхности, гранулометрический состав обломочного чехла, сложность, форма в плане, современная динамическая активность, наличие ледяного ядра, единовременность

формирования. Также в проекте производились расчеты уклона поверхности и экспозиции на основе цифровой модели рельефа (ЦМР SRTM). Данные об абсолютной высоте, уклоне поверхности и экспозиции, площади, географических координатах расположения каменных глетчеров рассчитывались автоматически с помощью встроенных инструментов.

### **2.2.2. Методика выделения верхних границ каменных глетчеров**

Выделение верхних границ каменных глетчеров представляет собой один из самых сложных вопросов при дешифрировании данных образований. Как и где провести границу между осыпью и криогенным потоком или между конечным моренным комплексом и гляциогенным потоком – эти вопросы неуклонно встают перед исследователями при выявлении каменных глетчеров на основе данных дистанционного зондирования.

При выделении верхних границ *криогенных* потоков используются следующие основные признаки (рисунок 2.5):

- угол наклона поверхности: осыпной склон имеет более крутой уклон, нежели тело криогенного потока;

- гранулометрический состав обломков: т.к происходит изменение уклона поверхности, то соответственно изменяется и гранулометрический состав поверхностных отложений – на теле осыпи обломки будут мельче, чем на поверхности криогенного потока;

- лишайниковый покров: т.к. обломочный материал на поверхности криогенного потока более стабилен, он успевает покрыться лишайниковым покровом, и ввиду этого цвет каменного материала отличается от цвета осыпи.

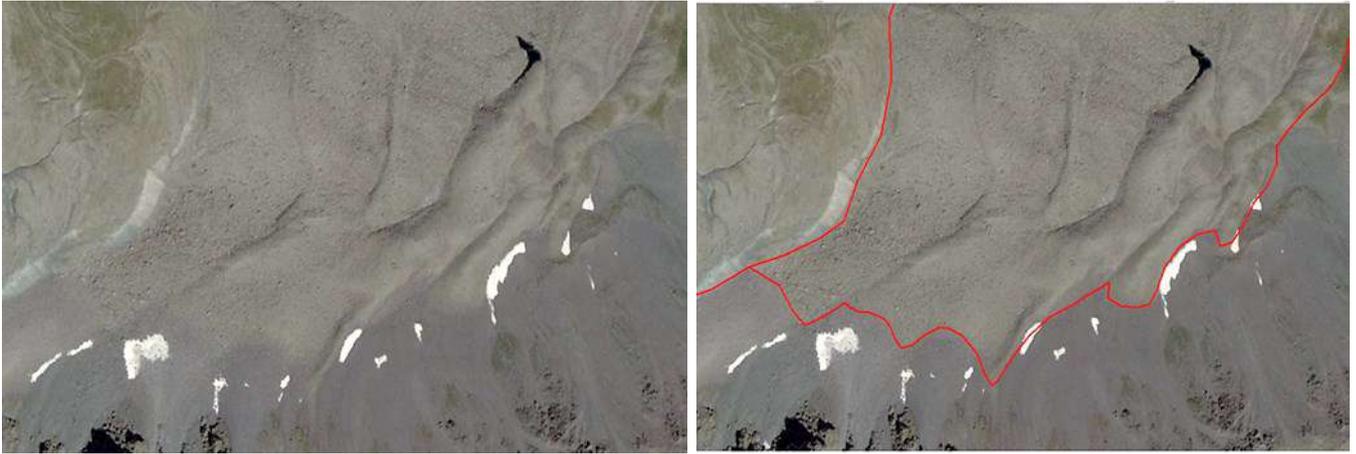


Рисунок 2.5. – Выделение верхней границы криогенного потока

При выделении верхних границ *гляциогенного* потока используются следующие основные признаки (рисунок 2.6):

- выпуклая поверхность гляциогенного потока: в отличие от конечной или боковой морены, имеющей вогнутую со стороны ледника форму, гляциогенные потоки имеют выпуклую форму;

- лишайниковый покров: в случае, если гляциогенные потоки сформировались раньше, чем современные моренные комплексы, они будут существенно больше освоены лишайниками, и соответственно будут отличаться по цвету.

### **2.2.3. Методика определения активности каменных глетчеров**

Активность данных образований определяется по следующим основным признакам:

- хорошо выраженный осыпной фронтальный уступ;
- незадернованная или слабозадернованная поверхность каменных глетчеров;
- наличие ручьев и ключей в прифронтальной области;
- заболоченная прифронтальная область;
- хорошо выраженные поперечные и продольные гряды и ложбины (не для всех образований) (рисунок 2.7).

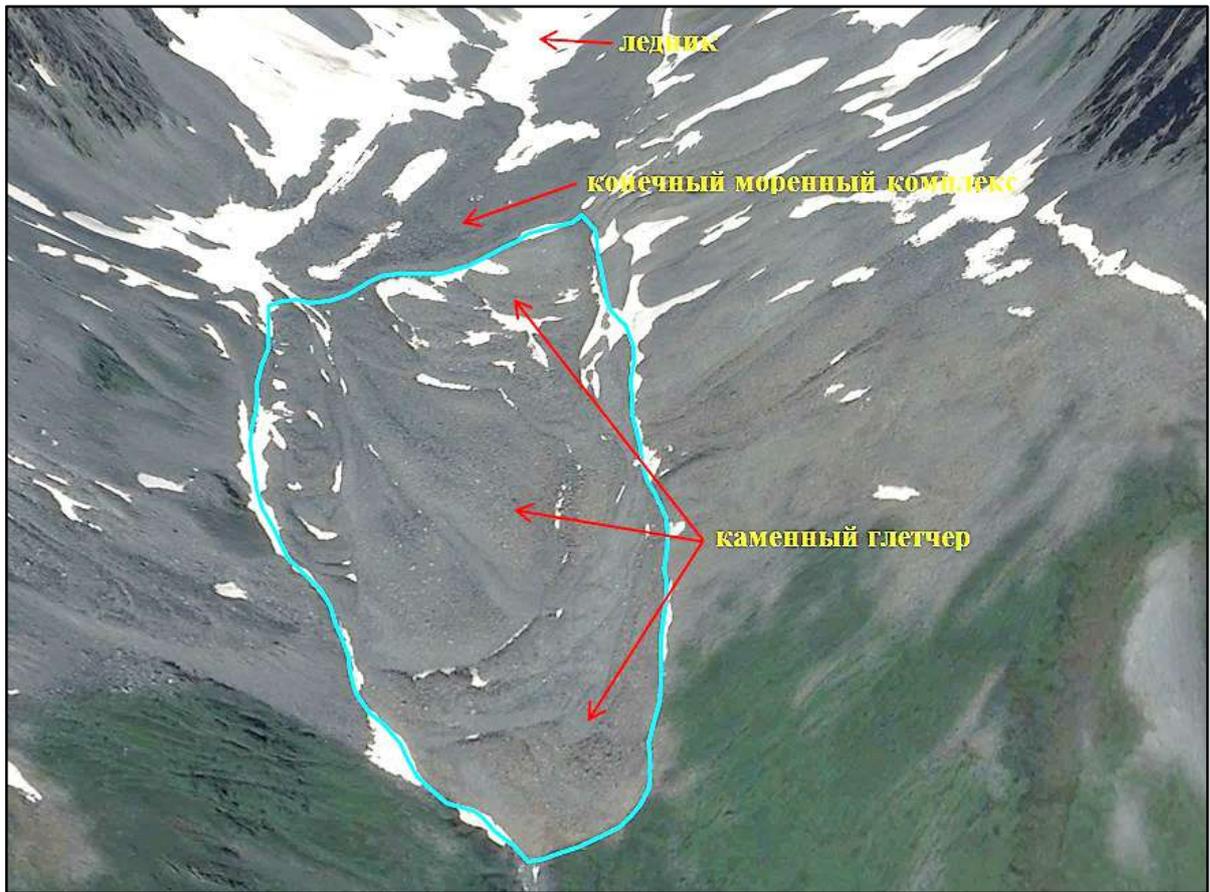


Рисунок 2.6. – Выделение верхней границы гляциогенного потока

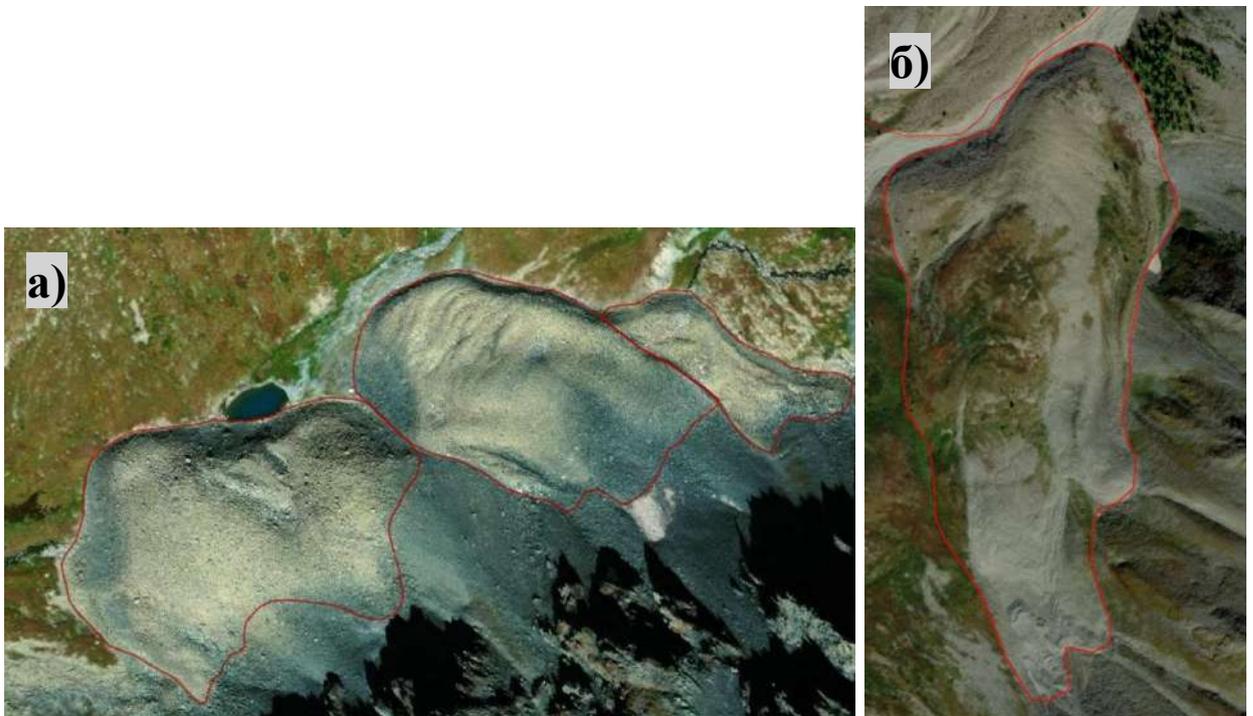


Рисунок 2.7. – Активные (а) и неактивные (б) криогенные потоки

## **ГЛАВА 3. ПРИРОДНЫЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ КАМЕННЫХ ГЛЕТЧЕРОВ ЦЕНТРАЛЬНОГО АЛТАЯ**

Как уже было сказано выше, распространение каменных глетчеров в разных горных странах зависит от климатических условий, абсолютной высоты хребтов, петрографического состава отложений (в частности, устойчивости пород к разрушению), геокриологических условий, высоты и крутизны склонов, истории формирования рельефа; строение и развитие каменных глетчеров в значительной мере определяется формой долин, экспозицией их склонов и наклоном днищ. Рассмотрим более подробно данные условия в разрезе их влияния на формирование каменных глетчеров на территории Центрального Алтая.

Центральный Алтай является частью Алтае-Саянской горной страны; в него входят наиболее высокие хребты: Катунский, Южно-Чуйский и Северо-Чуйский.

Выделение границ Центрального Алтая базировалось на схемах физико-географического районирования Алтая Самойловой Г.С. (1982) и карты физико-географического районирования Алтайского региона (Алтайский край..., 1978), с учетом границ межгорных котловин, указанных на орографических схемах (в частности, Рельеф Алтае-Саянской..., 1988) и схеме структурно-геоморфологического районирования Алтая (История развития..., 1969). Т.к. данные схемы сильно генерализованы, границы Центрального Алтая в работе были уточнены и скорректированы.

### **3.1. Геологические и геоморфологические условия**

Петрографический состав отложений, наличие тектонических разломов, обеспечивающих поступление обломочного материала, отдельные черты орографии территории (в частности, относительная и абсолютная высота местности, высота, крутизна склонов и их экспозиционная приуроченность) могут оказывать влияние на формирование каменных глетчеров.

Алтай – это западная часть Алтае-Саянской горно-складчатой области палеозойской складчатости Южной Сибири. Тектонической особенностью этой территории является наличие нескольких крупных структурных комплексов земной коры, отличающихся друг от друга возрастом своей консолидации и составом субстрата. Геологические структуры собственно Алтая, подразделяющегося на Горный и Юго-Западный Алтай, далее на юг сменяются Монгольским и Гобийским Алтаем, составляющими вместе единую горную страну Большого Алтая (Рогожин, 2002).

Согласно схеме структурно-геоморфологического районирования (рисунок 3.1.) территория исследования относится к центральной зоне горных хребтов и межгорных впадин Алтая (История развития..., 1969).

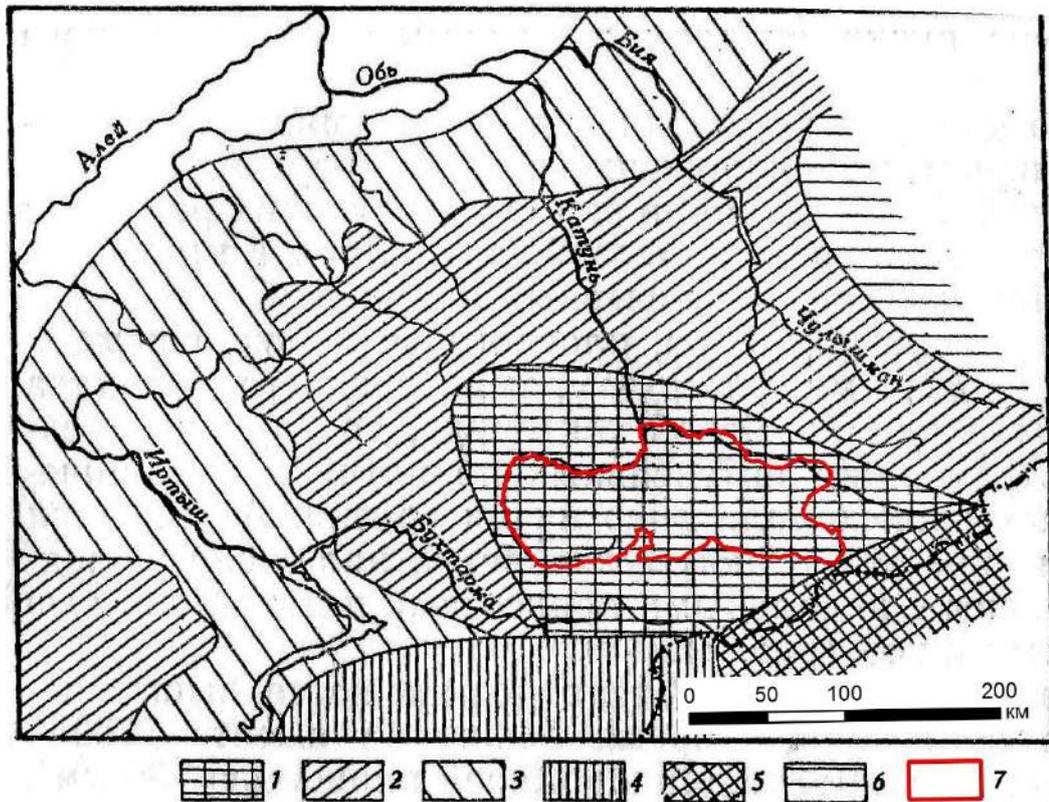


Рисунок 3.1. – Основные структурно-геоморфологические районы Алтая (История развития..., 1969): 1 – центральная группа блоков; 2 – окраинная зона средневысоких блоков; 3 – северные и западные предгорья – зона разновысотных, местами перекошенных блоков; 4 – Южный Алтай – сохранившаяся окраина свода; 5 – Монгольский Алтай – группа линейных блоков; 6 – шапшальская группа блоков.  
7 – граница Центрального Алтая (по данным автора)

На геологическое строение Центрального Алтая оказали влияние генетические и тектонические особенности региона. Структуры Центрального Алтая имеют каледонско-герцинский возраст заложения и линейную северо-западную ориентировку (рисунок 3.2.). Главными этапами развития подвижной системы Центрального Алтая были позднекаледонский и герцинский, в пределах которых сформировались основные тектонические структуры этого региона. Катунский и Южно-Чуйский хребты были сформированы в среднем и верхнем кембрии (каледонская складчатость). Формирование Северо-Чуйского хребта проходило в несколько этапов: восточная часть хребта сформировалась в верхнем протерозое (каледонская складчатость), западная часть – в ордовике и раннем силуре (раннегерцинская складчатость), а средняя часть хребта была сформирована в девонский период (позднегерцинская складчатость) (Алтайский край..., 1978).

Общая сводовая морфоструктура Алтая осложнена многочисленными разломами, определяющими расположение горных хребтов, межгорных впадин и речных долин. В простирании зон существующих разломов наблюдается общая унаследованность палеозойского плана тектоники и наложение на него новейшей системы разрывных нарушений.

Если основа рельефа – горные хребты, плоскогорья и цепочки межгорных впадин, являющиеся морфоструктурами среднего порядка, – создана проявлениями глыбовой тектоники, то глубокие речные долины являются отражением интенсивных поднятий и тектонических швов, вдоль которых происходила энергичная эрозия. Альпийский характер высоких горных хребтов, и наложенный аккумулятивный ледниковый мезорельеф связаны с нивальными процессами и деятельностью современных и древних ледников (История развития..., 1969).

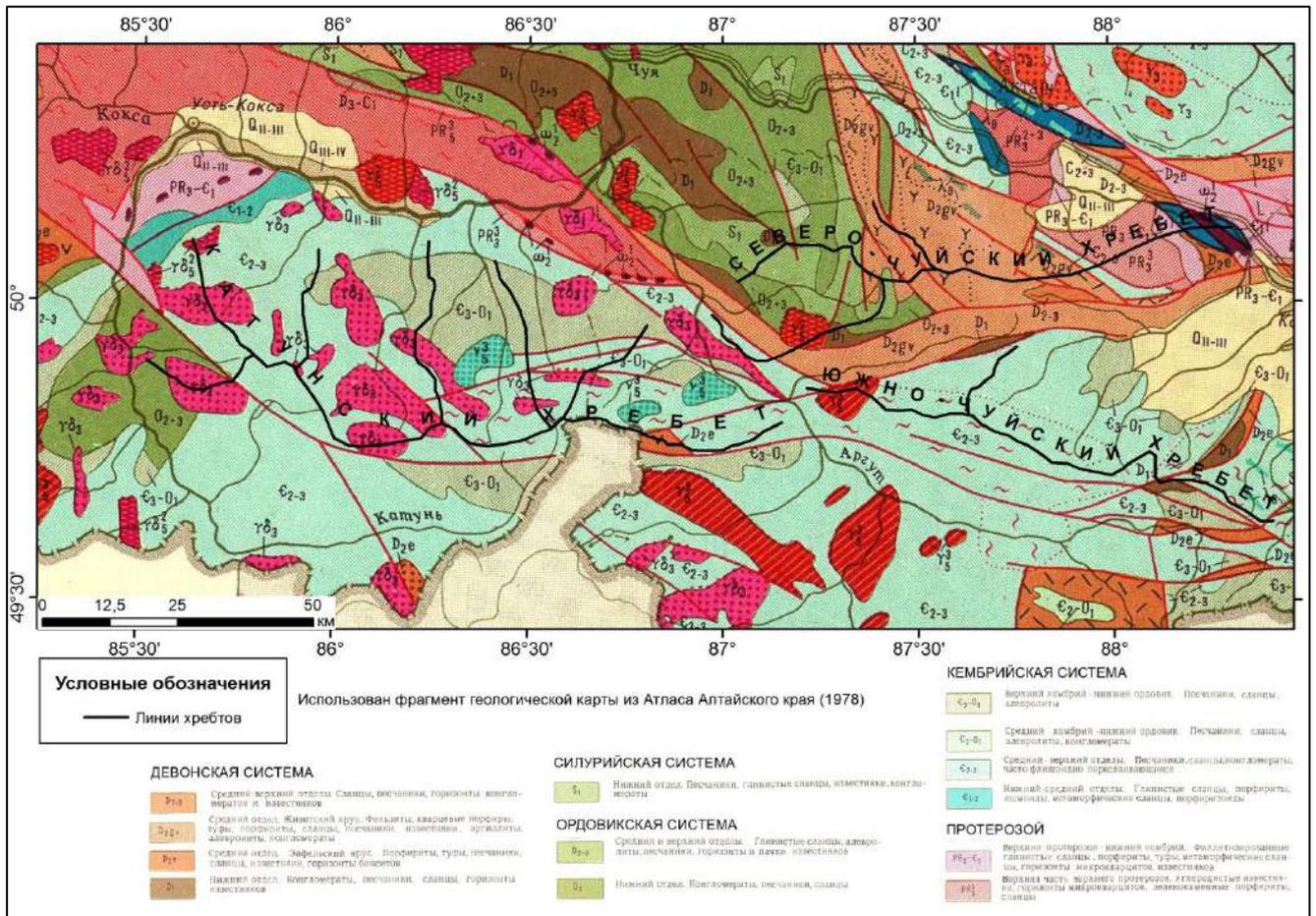


Рисунок 3.2. – Фрагмент геологической карты на территорию Центрального Алтая (Алтайский край..., 1978)

Хребты Центрального Алтая характеризуются асимметричным строением – южные склоны крутые с выпуклым профилем, а северные – более пологие и сглаженные, с многочисленными длинными отрогами. Склоны гор расчленены глубокими трогами, долинами и изъедены карами, иногда вложенными друг в друга и образующими несколько ступеней. Днища каров, в которых нет современных ледников, часто заняты озерами и криогенными потоками. Особенно ярко асимметричность проявлена на Южно-Чуйском хребте, где она находит отражение в распространении каменных глетчеров: на южном макросклоне хребта четко выделяется пояс распространения каменных глетчеров – на высотах 2300–3000 м н.у.м. (Приложение 4).

Вершины гор преимущественно остроконечные, но местами встречаются остатки древнего пенеплена, поднятого на большую высоту новейшими тектоническими движениями (Ресурсы..., 1969).

В целом, альпинотипный рельеф и высокая сейсмическая активность территории способствуют образованию и накоплению на склонах и у подножий хребтов большого количества обломочного материала, который задействуется при формировании каменных глетчеров.

Высота днищ долин Центрального Алтая повышается при продвижении с запада на восток. Так, средняя высота днищ долин Катунского хребта колеблется в пределах 1200 – 1600 м, западной оконечности Северо-Чуйского и Южно-Чуйского хребтов – в пределах 1500 – 1800 м, а на их восточных оконечностях поднимаются до 2100 – 2400 м, что находит закономерное отражение в средних высотах расположения каменных глетчеров (см. Приложение 1).

Протерозойские и палеозойские породы, слагающие горные массивы Центрального Алтая представлены кристаллическими сланцами, глинистыми и мергалистыми сланцами, песчаниками, мраморфизованными известняками, известковистыми песчаниками, порфиритами, габбро, диабазами. Породы сильно дислоцированы и метаморфизованы. Среди пород, слагающих Катунский хребет, наиболее широко распространены плагиограниты и адаметиты. Северо-Чуйский и Южно-Чуйский хребты преимущественно сложены глинистыми и мергелистыми сланцами, мраморизованными известняками, известковистыми песчаниками (История развития..., 1969).

Петрографический состав обломочных отложений Центрального Алтая накладывает отпечаток на морфологию, грануламетрический состав и внутреннее строение каменных глетчеров, но не влияет на географию их распространения.

### **3.2. Климатические условия**

Климат Алтая определяется тремя основными факторами: положение в умеренных широтах северного полушария, господством западного переноса воздушных масс с Атлантики и влиянием в зимнее время мощного азиатского антициклона с малооблачной и морозной погодой (Долгушин, 1989).

Значительная высота и обширная площадь высокогорья Алтая в сочетании с большой сложностью рельефа склонов оказывают влияние на пути перемещения

и динамику барических образований и, как следствие, на распределение облачности и количество осадков, термический и радиационный режим.

Из-за широтного и субширотного простираия хребтов Центрального Алтая, здесь наиболее отчётливо выступают экспозиционные различия в растительном покрове северных и южных макросклонов, при этом велико влияние на структуру высотной поясности долготной дифференциации и секторности при общем континентальном характере климата Алтая, связанное с усилением степени континентальности от западных окраин вглубь страны (Огуреева, 1980).

Климат высокогорий отличается значительной суровостью. Для него характерно прохладное и короткое лето, в течение которого наблюдается интенсивное излучение тепла, особенно в ночные часы, частые снегопады и заморозки, возможные в любой летний месяц; сильные ветры. Лето начинается в первой декаде июня, осень – в августе, зима – в сентябре. Средняя сезонная амплитуда температур составляет 30-40°, а максимальные достигают 90° (Самойлова, 1973).

Солнечная радиация – источник энергии для всех природных процессов, развивающихся в атмосфере, гидросфере и в верхних слоях литосферы. Количество поступающей радиации определяет основные свойства климата. В горах местные климаты различных участков рельефа отражают процесс сложного взаимодействия поглощения, излучения, перераспределения и преобразования солнечной энергии.

Воздействие подстилающей поверхности на приход лучистой энергии Солнца проявляется через альбедо, крутизну и экспозицию склонов, закрытость горизонта и т.д. В узких и крутых долинах высокогорного Алтая наблюдается минимум освещённости, в некоторых из них в декабре солнце не появляется из-за гор даже в полдень.

Также для территории Центрального и Юго-Восточного Алтая характерен летний максимум осадков: с апреля по ноябрь выпадает в среднем 82-85% годовых осадков.

В формировании климатов Алтая большую роль играют местные циркуляции. Местные ветры в основном представлены нисходящими ветрами – фёнами, периодическими ветрами – горно-склоновыми и горно-долинными; в гляциальной зоне наблюдаются ледниковые ветры (Модина, 1997).

В высокогорных районах повсюду господствуют летние осадки, выпадающие зачастую в твёрдом виде; вблизи ледников обычно возрастает не только их годовая сумма, но и процент твёрдых осадков питающих ледники (Модина, 1997).

Величина солнечной радиации на исследуемой территории определяется прежде всего географической широтой. Расположенный на 49-50° с.ш., Центральный Алтай характеризуется значительной высотой солнца в летнее время и длинным днем, в течение которого к поверхности поступает много солнечного тепла. В зимнее время день почти в два раза короче летнего и поступление солнечного тепла резко уменьшены. Число часов солнечного сияния за год весьма значительно, и, к примеру, в Кош-Агаче достигает 1870 ч. (рисунок 3.3).

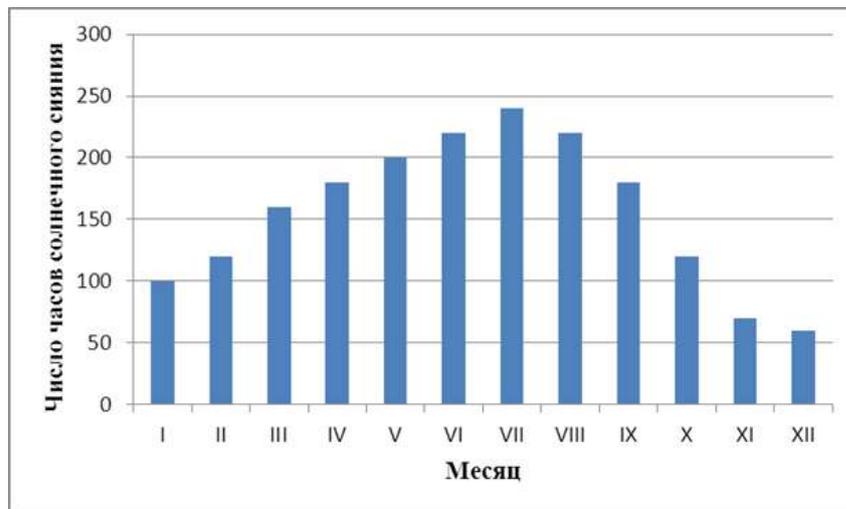


Рисунок 3.3. – Годовой ход количества часов солнечного сияния по данным мст. Кош-Агач (по данным: Научно-прикладной справочник..., 1993)

Суммарная солнечная радиация составляет в ряде регионов более 100 ккал/см<sup>2</sup>\*год.

Континентальность климата возрастает при продвижении с севера и запада Центрального Алтая на восток, юго-восток, что находит отражение в средних высотах расположения каменных глетчеров. На особенности радиационного режима и циркуляцию воздушных масс над Алтаем оказывают существенное влияние

орографические условия. Соседство высоких хребтов и межгорных котловин определяет резкие климатические контрасты, характерные для исследуемой территории. Большое влияние на формирование микро- и мезо- климатов оказывают экспозиционные различия склонов и форм рельефа по отношению к солнцу и преобладающим ветрам. К этому следует добавить влияние положения хребтов в системе горной страны, их расчлененность, высоту и т.д., усложняющих картину климата исследуемой территории.

По данным метеостанций Усть-Кан ( $84,76^\circ$  в.д.  $50,93^\circ$  с.ш.; 1037 м над ур. м.), Онгудай ( $86,15^\circ$  в.д.  $50,73^\circ$  с.ш.; 833 м над ур. м.), Усть-Улаган ( $87,96^\circ$  в.д.  $50,63^\circ$  с.ш.; 1260 м над ур. м.), Усть-Кокса ( $85,62^\circ$  в.д.  $50,27^\circ$  с.ш.; 978 м над ур. м.), Кара-Тюрек ( $86,45^\circ$  в.д.  $50,03^\circ$  с.ш.; 2600 м над ур. м.), Кош-Агач ( $88,67^\circ$  в.д.  $50^\circ$  с.ш.; 1760 м над ур. м.), Аккем ( $86,53^\circ$  в.д.  $49,92^\circ$  с.ш.; 2050 м над ур. м.), Катанда ( $86,18^\circ$  в.д.  $50,17^\circ$  с.ш.; 900 м над ур. м.), Актру ( $87,82^\circ$  в.д.  $50,08^\circ$  с.ш.; 2150 м над ур. м.), пер. Учитель (бассейн р. Актру, 3050 м над ур. м.), Мульта 1 (1750 м над ур. м.) среднегодовая температура воздуха в Центральном Алтае и прилегающих районах колеблется от  $-1,1^\circ\text{C}$  (Онгудай) до  $-9,3^\circ\text{C}$  (пер. Учитель), в среднем по региону составляя  $-4,3^\circ\text{C}$  (рисунок 3.4, 3.5).

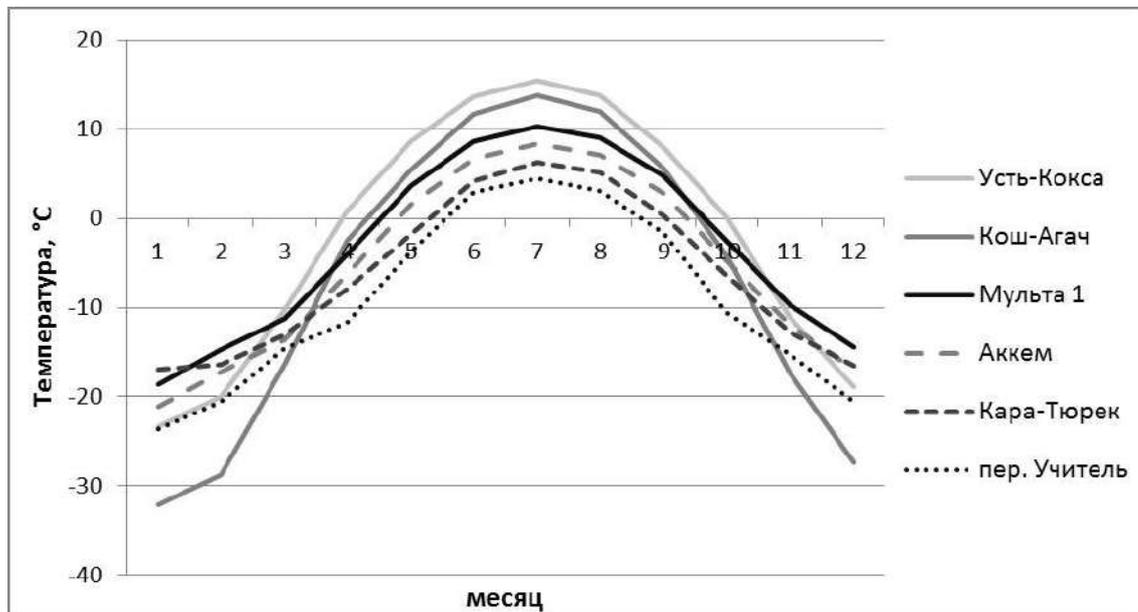


Рисунок 3.4. – Годовой ход среднемесячной температуры воздуха по данным метеостанций Центрального Алтая и прилегающих территорий (по данным: Модина, 1997; Севастьянов, 1998; Всероссийский научно-исследовательский институт гидрометеорологической информации, 2025)



Рисунок 3.5. – Климатическая карта Республики Алтай (Атлас Алтайского края, 1991)

Высокогорные хребты Центрального Алтая являются мощными конденсаторами влаги. Наиболее увлажнены их западные и юго-западные склоны. По расчетам В.В. Севастьянова среднее количество осадков, выпадающих в Центральном Алтае составляет: на Катунском хребте – 1500 мм/год, на Северо-Чуйском хребте – 900 мм/год, а на Южно-Чуйском хребте – 700 мм/год (Севастьянов, 1998). Но нужно отметить, что их распределение по региону весьма неравномерно (рисунки 3.6, 3.8, 3.9).

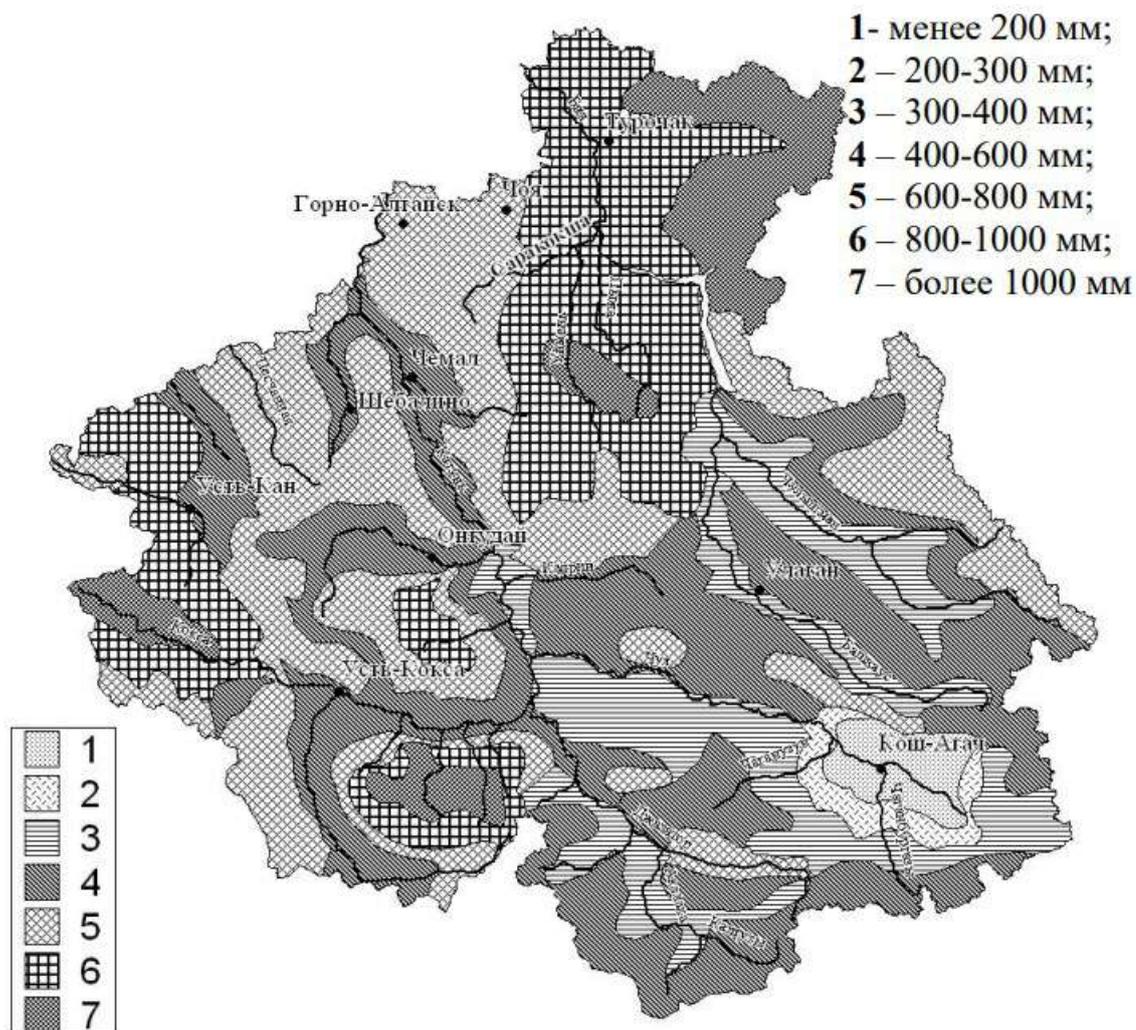


Рисунок 3.6. – Среднее годовое количество осадков на территории Республики Алтай (Модина, 2007)

В регионе ярко прослеживается сокращение количества осадков по направлению с запада на восток (рисунок 3.7, 3.8).

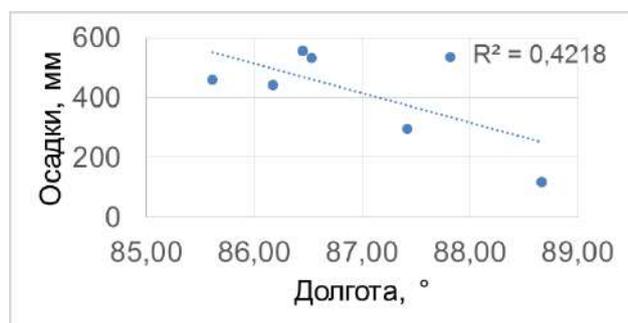


Рисунок 3.7. – Зависимость годового количества осадков на Алтае от долготы местности (по данным мст. Усть-Кокса, Катанда, Кара-Тюрек, Аккем, Джазатор, Актру, Кош-Агач)

Весьма неравномерно и распределение осадков по сезонам года. Так, преобладающее их количество выпадает в Центральном Алтае в теплое время года – в период с апреля по октябрь – более 80% годового количества осадков. Самым дождливым месяцем в регионе является июль (рисунок 3.9).

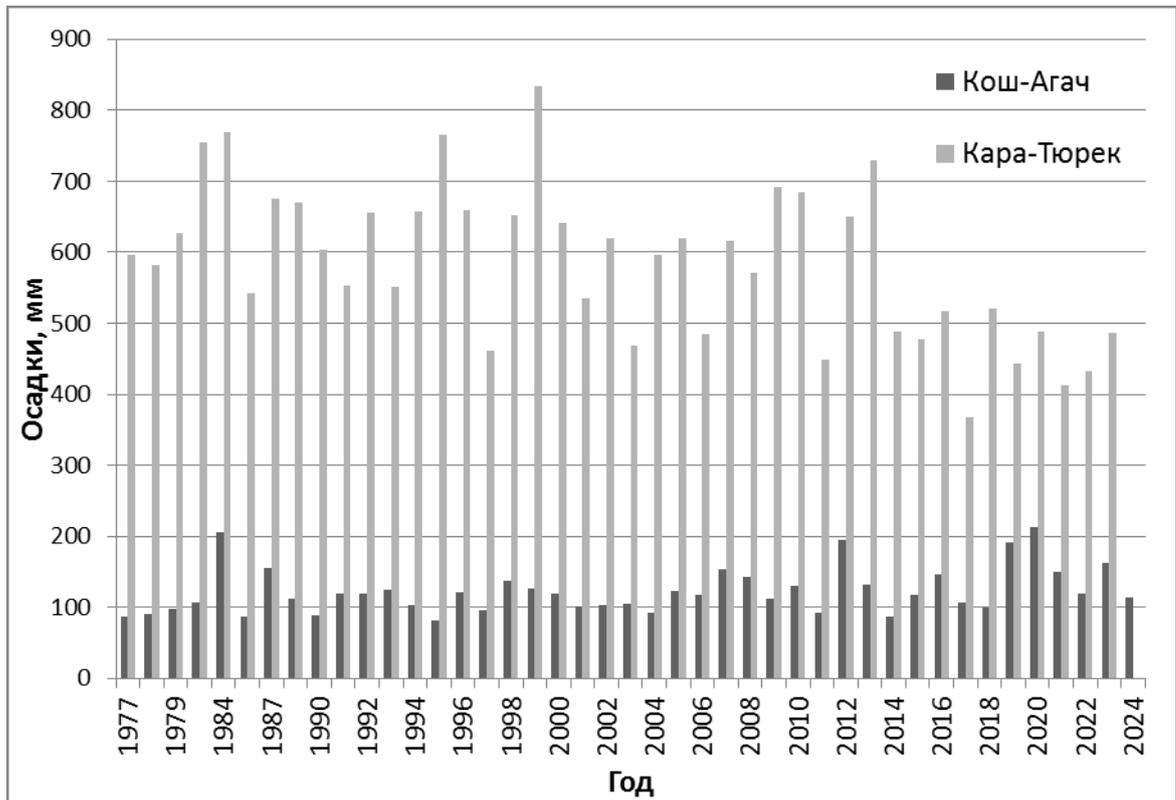


Рисунок 3.8. – Сравнение годового количества осадков в западной и восточной частях Центрального Алтая (по данным метеостанций Кара-Тюрек и Кош-Агач – Всероссийский научно-исследовательский институт гидрометеорологической информации, 2025)

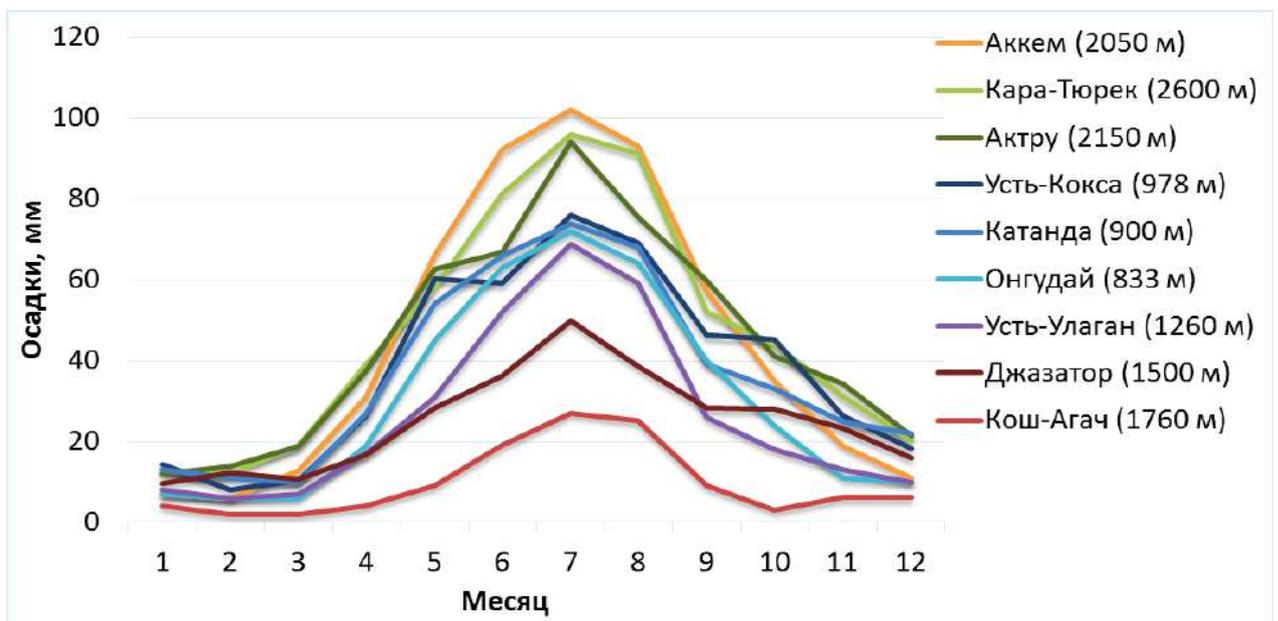


Рисунок 3.9. – Количество осадков по данным метеостанций Центрального Алтая и прилегающих территорий (среднемесячные значения) (по данным: Модина, 1997; Севастьянов, 1998; Всероссийский научно-исследовательский институт гидрометеорологической информации, 2025)

Немаловажным фактором, влияющим на географию распространения каменных глетчеров, является также ветер, влияющий на перераспределение снежного покрова на территории. Ветровой режим зависит от многих факторов: ориентации хребтов и долин, растительного покрова, оледенения и пр., ввиду чего его весьма сложно учитывать. К примеру, на рисунке 3.10 представлены розы ветров в долинах рек Актру (субширотное простирание долины) и Аккем (субмеридиональное простирание долины).

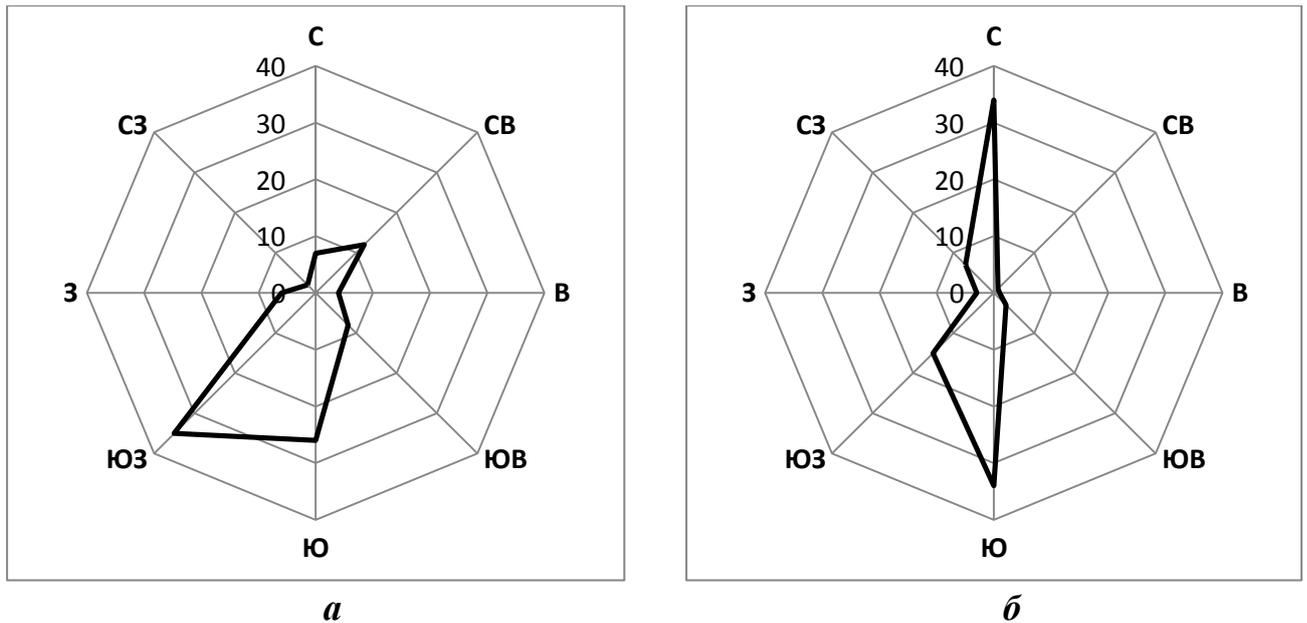


Рисунок 3.10. – Повторяемость ветров различных направлений за год (%):  
*а* – долина р. Актру (2150 м н.у.м.); *б* – мст. Аккем (2050 м н.у.м.)  
 (по данным: Севастьянов, 1998; Ревякин, 1979)

### 3.3. Гидрологические условия

Территория Центрального Алтая характеризуется развитой гидрологической сетью (рисунок 3.11). Все реки региона относятся к трем крупным бассейнам: Катунь, Аргута и Чуи.

В высокогорье Центрального Алтая наиболее распространены продольные ущельеобразные и троговые долины.

Одна из характерных черт гидрографии Алтая – узкие поперечные долины прорыва. Такую долину образуют р. Катунь, пересекающая западную оконечность Катунского хребта, и р. Аргут, отделяющая Чуйский хребет от Катунского (Ресурсы..., 1969).

На реках Алтая с водосборами, расположенными выше 1500-2000 м, существенную роль в годовом стоке играют талые воды снежников, а в питании многих рек со средней высотой водосборов более 2200-2500 м – талые ледниковые воды. На реках со средними высотами водосборов более 3000 м в створах, расположенных в непосредственной близости от языков ледников, доля ледникового стока достигает 40-60% годового, тогда как на выходе рек из гор ледниковое питание не превышает 10-15%.

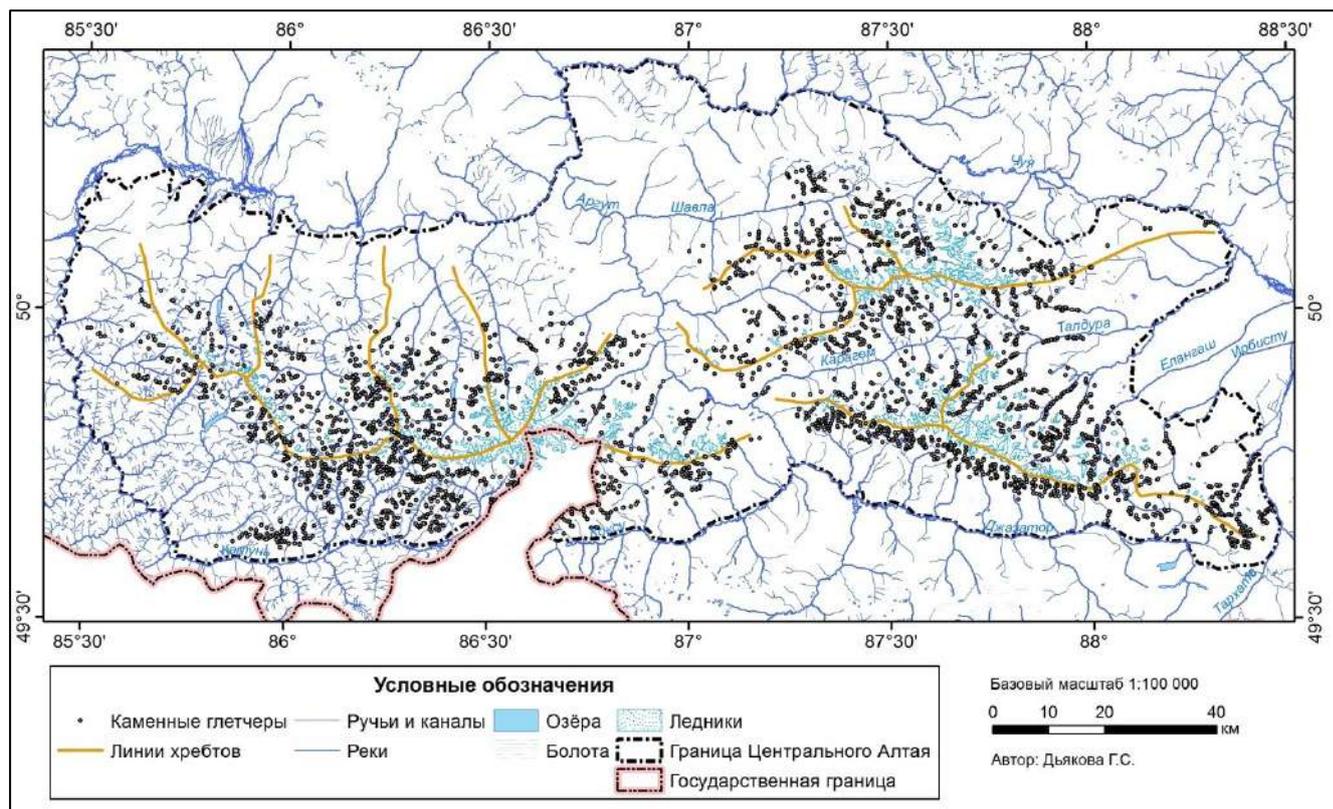


Рисунок 3.11. – Гидрологические ресурсы Центрального Алтая

Взаимодействие каменных глетчеров с реками характеризуется следующими аспектами:

- активные каменные глетчеры являются источниками воды; сток с них формирует ручьи, питающие реки региона;

- при определенных условиях (при залегании в узких долинах, со слабо выработанным профилем и малым количеством осадочных отложений в днище долины), реки могут протекать сквозь каменные глетчеры; в этом случае, вероятнее всего, может происходить частичное или полное замещение льда в теле

каменного глетчера на тонкодисперсный материал, переносимый рекой. Это может повлиять на динамическую активность данного образования;

- языки каменных глетчеров, спускающиеся в широкие и плоские днища долин, формируют прифронтальный напорный вал, который может постепенно оттеснять русло реки к противоположному склону долины. Это приводит к изменению русел рек, а иногда – к подпруживанию реки и формированию озёр.

### **Подземные воды.**

Гидрогеологические условия Алтая весьма разнообразны. По характеру водовмещающих пород и условиям циркуляции на данной территории выделяются трещинные воды коры выветривания, трещинно-жильные воды коренных пород, трещинно-карстовые воды, а также подземные воды рыхлых отложений. Трещинные воды зоны выветривания скальных пород и трещинно-жильные воды имеют наибольшее распространение. Они гидравлически связаны между собой и подпитывают друг друга. Водовмещающими породами этих вод являются преимущественно эффузивно-осадочные и интрузивные образования палеозойских и протерозойских пород, слагающие большую часть территории. Источники в зоне выветривания интрузивных массивов характеризуются незначительным дебитом (0,2-0,8 л/сек). Дебит источников зон тектонических нарушений в эффузивно-осадочных породах Центрального Алтая достигает 15 л/сек (Ресурсы..., 1969).

Формирование трещинных вод происходит обычно на водораздельных участках и склонах за счет непосредственной инфильтрации в поры и трещины атмосферных осадков и талых вод снежников и ледников. В высокогорных районах на питание подземных вод и их режим существенное влияние оказывает многолетняя мерзлота. Подземные воды в районе распространения многолетнемерзлых пород делятся на надмерзлотные, межмерзлотные и подмерзлотные. Надмерзлотные воды проявляются только в теплый период в виде верховодки, заболоченностей и отдельных мочажин. В верховьях высокогорных рек надмерзлотные воды приурочены к рыхлым отложениям ледниковых морен и могут служить источником питания гляциогенных потоков. Межмерзлотные воды

встречаются в виде линз и пластов, временно замороженных в рыхлых образованиях (Ресурсы..., 1969). Именно они зачастую становятся основой для формирования криогенных потоков.

### **3.4. Влияние древнего и современного оледенения**

Древнее и современное оледенение оказывают значительное влияние на формирование и развитие каменных глетчеров. Древнее, плейстоценовое, оледенение наложило отпечаток на рельеф, сформировав кары и цирки, в которых активно развиваются каменные глетчеры различных типов. Согласно схеме плейстоценовых оледенений Алтая (Алмас...), практически все выявленные каменные глетчеры располагаются в пределах границ его распространения. Сохранившиеся в рельефе следы древних оледенений – кары, цирки, троговые долины – являются основными местами современных каменных глетчеров. Крутые склоны данных ледниковых форм рельефа являются активным поставщиком осыпного и обвального каменного материала, питающего криогенные потоки.

Если говорить о современных ледниках, то они являются «источниками» формирования гляциогенных потоков, питая их мёртвым льдом, моренным материалом и тальми водами.

Центральный Алтай – крупный район современного горного оледенения (рисунок 3.11). Ледники и многолетние снежники резко повышают альбедо поверхности, поглощают тепло, расходуемое на таяние и испарение. Формирующийся на поверхности ледников холодный воздух стекает по склонам, сосредотачиваясь в ложбинах и долинах. В результате, в основании склонов, в верхних частях которых развиты ледники и снежники, образуются переохлажденные участки. В формировании микроклимата долин аналогичную роль играют наледи, способствующие формированию охлажденных потоков воздуха, перемещающихся вниз по долинам. В высокогорном поясе большая часть осадков может выпадать зимой в виде снега, здесь часто наблюдаются (до 4 раз в сезон) и летние снегопады. Мощность снежного покрова возрастает в

направлении на северо-запад и при переходе от узких долин и среднегорья к высокогорью: на склонах западных и северных хребтов Алтая она составляет 30-60 см, в узких долинах Центрального и Юго-Восточного Алтая – 3-5 см, а в высокогорье достигает 2 м и более. Основными факторами перераспределения снега являются ветер, рельеф и растительность.

По данным Каталога ледников СССР (1974) на территории Центрального Алтая (в границах России) выделялось 782 ледника общей площадью 651,1 км<sup>2</sup>. Из них на Катунском хребте – 353 (площадью 251,5 км<sup>2</sup>); на Северо-Чуйском хребте – 203 (площадью 178,2 км<sup>2</sup>); на Южно-Чуйском хребте – 226 (площадью 221,4 км<sup>2</sup>). Преобладающее большинство ледников Центрального Алтая – каровые.

По данным Долгушина Л.Д. и Осиповой Г.Б. (1989) в Центральном Алтае (на территории России) насчитывается 809 ледников; из них 365 ледников (площадью 263,1 км<sup>2</sup>) – на Катунском хребте, 243 ледника (площадью 222,8 км<sup>2</sup>) – на Южно-Чуйском хребте, 201 ледник (площадью 177,7 км<sup>2</sup>) – на Северо-Чуйском хребте.

По данным Каталога ледников России (2020) на территории Центрального Алтая (в границах России) было выявлено 748 ледников с суммарной площадью 410,12 км<sup>2</sup>. Из них на Катунском хребте – 329 ледников (площадью 179,3 км<sup>2</sup>); на Северо-Чуйском хребте – 187 (площадью 112,75 км<sup>2</sup>); на Южно-Чуйском хребте – 207 (площадью 118,07 км<sup>2</sup>).

Таким образом, согласно данным Каталога ледников России (2020) за последние полвека площадь оледенения Центрального Алтая сократилось на 241 км<sup>2</sup>. Весьма вероятно, часть этих площадей перешла в забронированные ледники (и поэтому не была учтена в ходе автоматизированного дешифрирования), часть – растаяла, а часть была унаследована каменными ледниками. Таким образом, можно сделать вывод, что порядка 40% ледников Центрального Алтая являются источником формирования каменных глетчеров гляциогенного или смешанного генезиса.

Высота расположения фронтов ледников – важный фактор, являющийся лимитирующим для максимальных высот расположения гляциогенных потоков.

Для территории Центрального Алтая характерно существенное увеличение высоты расположения фронтов ледников с запада на восток (рисунок 3.12).

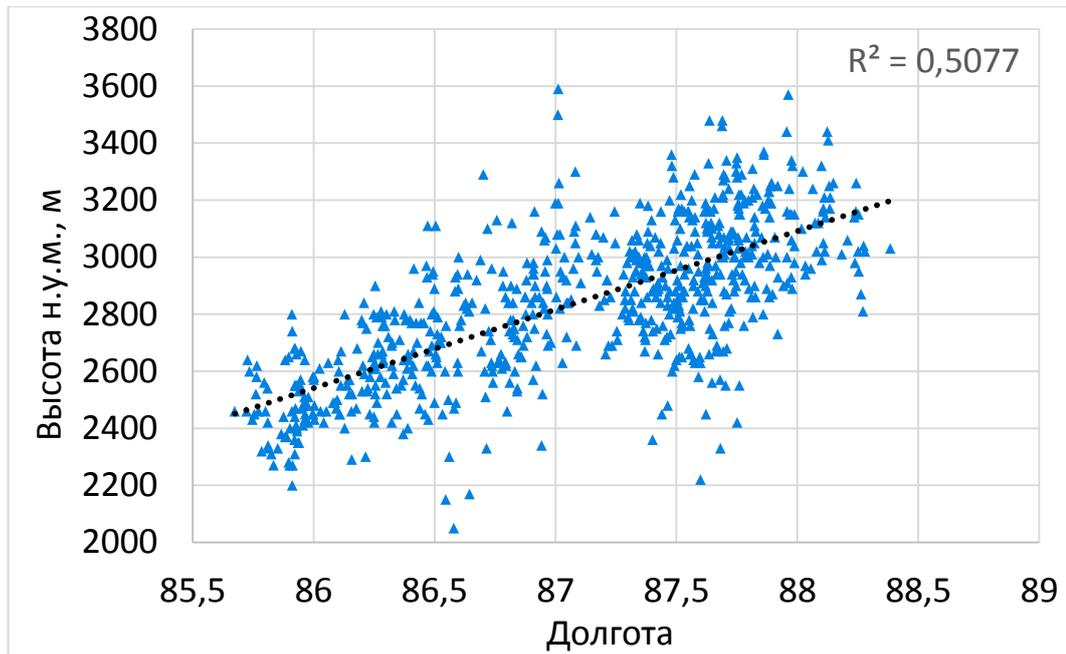


Рисунок 3.12. – Изменение высоты расположения фронтов ледников Центрального Алтая с запада на восток (по данным Каталога ледников России, 2020)

Древнее, плейстоценовое, оледенение наложило отпечаток на рельеф, сформировав кары и цирки, в которых активно развиваются современные каменные глетчеры. Выявлено, что всего 1,5% каменных глетчеров Центрального Алтая сформировались на территориях, не затронутых позднеплейстоценовым и голоценовым оледенением (Приложение 2).

### 3.5. Мерзлотные условия

Многолетнемерзлые толщи широко распространены на Алтае, и представлены областями сплошного, прерывистого и островного распространения (рисунок 3.13).

Одним из основных факторов, определяющих характер распространения многолетнемерзлых пород (ММП) на исследуемой территории, является рельеф: он крайне неоднороден по своим высотам, а также по характеру и степени расчлененности. Именно типом рельефа главным образом определяется

положение высотных геокриологических поясов в пространстве. М.М. Шац (1978) выделяет на Алтае четыре высотных геокриологических пояса:

- 1) пояс сезонного промерзания горных пород;
- 2) пояс островного распространения ММП;
- 3) пояс прерывистого распространения ММП;
- 4) пояс сплошного распространения ММП.

Высотные пределы распространения данных поясов зависят от экспозиции склонов, ориентации хребтов, характера растительного покрова и распределения осадков по сезонам года.

По данным Л.И. Розенберга (Геокриология СССР..., 1989), по характеру распространения на Алтае выделяются многолетнемерзлые породы (рисунок 3.13):

- практически сплошного распространения, мощностью до 800 м и более, со средней температурой от  $-2$  до  $-10$  °С;
- прерывистого распространения, мощностью до 100 м, со средней температурой от  $0,5$  до  $-2$  °С;
- островного распространения, мощностью до 50 м, со средней температурой от  $0$  до  $-1$  °С.

За пределами этих зон выделяется район сезонного промерзания, развития перелетков и редких островов.

Мощность криолитозоны отличается в каждом из высотных поясов: в поясе островного распространения ММП их мощность составляет от 6 до 90 м; в областях прерывистого распространения – от 50 до 160 м; в областях сплошного – достигает 80-600 м. Предположительно в высокогорных областях мощность ММП может достигать 1000 м (Геокриология СССР..., 1989) (рисунок 3.14).

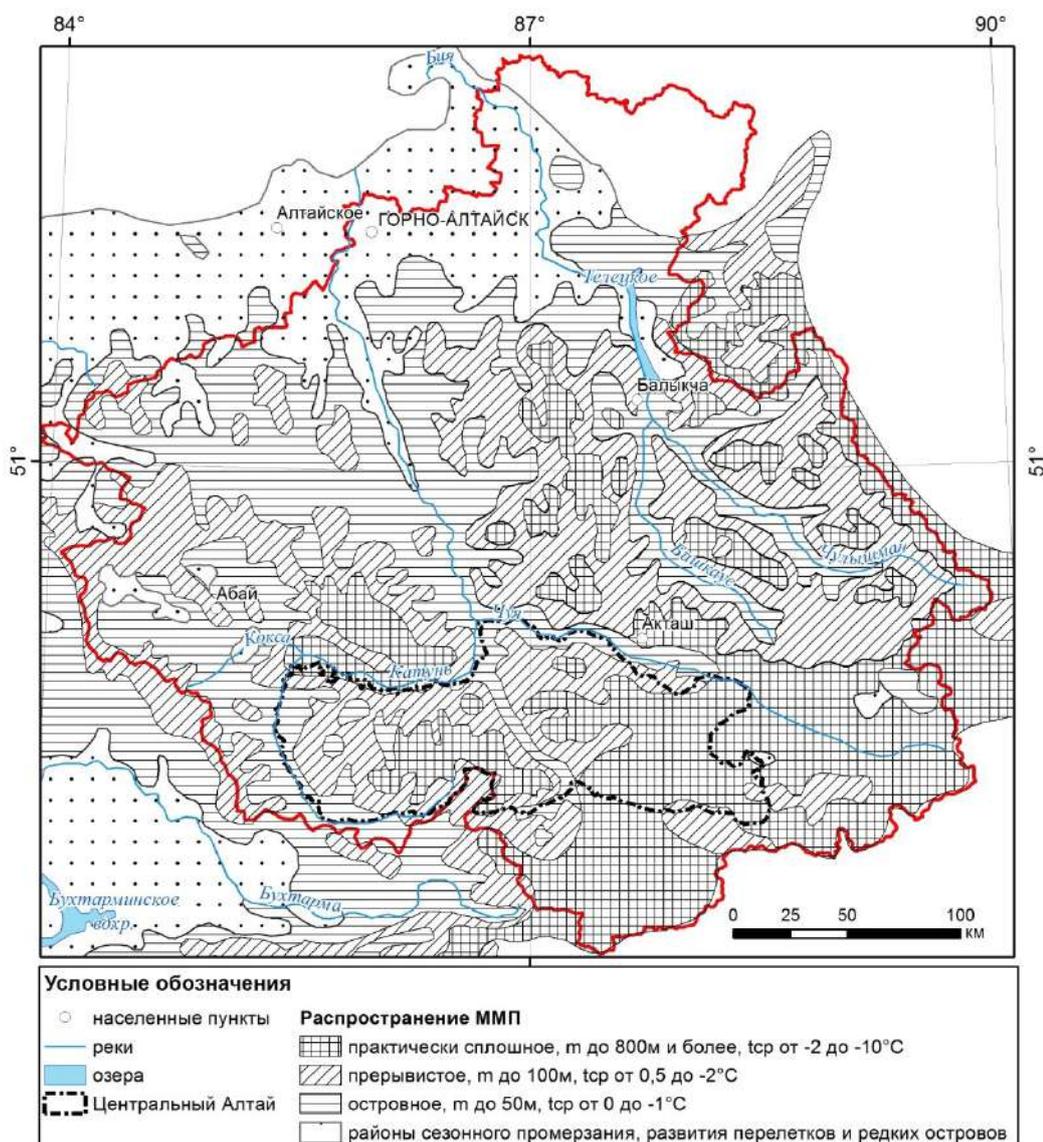


Рисунок 3.13. – Распространение многолетнемерзлых пород на Алтае (составлена Л.И. Розенбергом с использованием карт М.М. Шаца и Н.И. Труш) (Геокриология СССР..., 1989)

На строение мерзлой толщи в исследуемом регионе существенное влияние оказывают активный гидрогеологический режим и повышенный тепловой поток в зонах тектонических нарушений. Также строение ММП зависит от величины снежного покрова и экспозиции склона. Центральный Алтай относится к сейсмически активной территории с большим количеством активных тектонических нарушений, что, несомненно, оказывает влияние на развитие ММП в данном регионе.



Рисунок 3.14. – Вскрытая толща многолетнемерзлых пород в долине р. Аккол (Южно-Чуйский хребет) (фото автора)

Каменные глетчеры являются в определенной степени индикаторами распространения ММП, хотя ареал их распространения может опускаться ниже нижних границ современного распространения многолетней мерзлоты.

В приложении 3 показано распространение каменных глетчеров относительно областей распространения различных типов ММП по данным Л.И. Розенберга (Геокриология СССР..., 1989) и Дж. Брауна и др. (J. Brown et al., 1997).

### **3.6. Ландшафты области распространения каменных глетчеров**

Для анализа расположения каменных глетчеров в границах ландшафтов Центрального Алтая была использована ландшафтная карта Русского Алтая (масштаба 1:500 000) (Черных, 2011). Более 80% каменных глетчеров Центрального Алтая приурочено к следующим видам ландшафтов (см. Приложение 4):

1) Высокогорные гляциально-нивальные экзарационно-денудационные крутосклонные глубоко и дробно расчлененные в пределах крупных ледниковых

узлов с гребневидными водоразделами, густой сетью экзарационных форм, активным развитием нивальных, обвально-осыпных процессов с относительно теплыми и влажными условиями снегонакопления, долинными, каровыми, висячими «теплыми» ледниками, на склонах всех экспозиций, ледниками вершин (А-I-I-1-1) – **21,2%**. Процентное соотношение разных типов каменных глетчеров, входящих в данный ландшафт, представлено на рисунке 3.15.

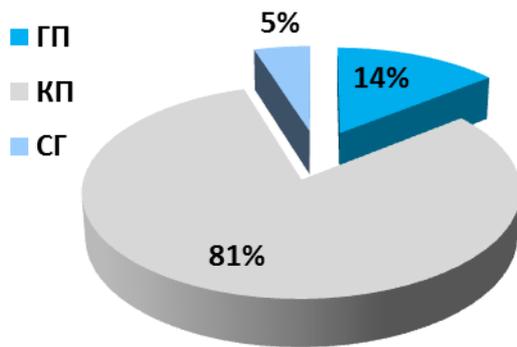


Рисунок 3.15. – Процентное соотношение разных типов каменных глетчеров, входящих в ландшафт А-I-I-1-1 (здесь и далее: ГП – гляциогенные потоки; КП – криогенные потоки; СГ – образования смешанного генезиса)

2) Высокогорные гляциально-нивальные экзарационно-денудационные крутосклонные в различной степени расчлененные, с малыми формами дисперсного оледенения, каменными глетчерами, активным развитием нивальных, обвально-осыпных и мерзлотных процессов с относительно теплыми и влажными условиями снегонакопления, с гребневидными водоразделами, реже с фрагментами поверхности выравнивания, нерегулярной сетью экзарационных форм, обилием летующих снежников, с пятнами накипных лишайников, осоково-дерновиннозлаковых тундр и нивальных луговин (А-I-I-1-2) – **21,7%**.

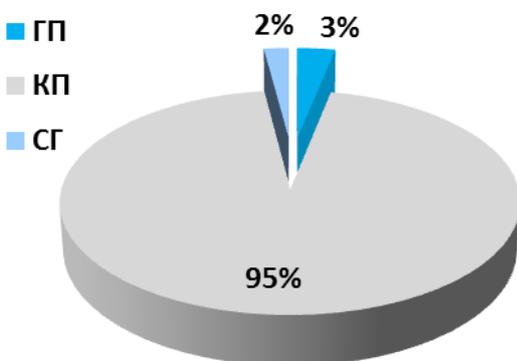


Рисунок 3.16. – Процентное соотношение разных типов каменных глетчеров входящих в ландшафт А-I-I-1-2

Процентное соотношение разных типов каменных глетчеров, входящих в данный ландшафт, представлено на рисунке 3.16.

3) Высокогорные тундровые и луговые альпинотипные гольцово-альпинотипные экзарационно-денудационные крутосклонные глубоко и дробно расчлененные густой сетью экзарационных форм с гребневидными водоразделами, активным развитием нивальных, обвально-осыпных и мерзлотных процессов, изредка с малыми деградирующими ледничками в предельных условиях существования с каменистыми лишайниковыми тундрами, участками луговых дерновиннозлаковых и осоково-дерновиннозлаковых тундр на горно-тундровых слабо развитых почвах, полидоминантных альпинотипных лугов и нивальных луговин на горно-луговых дерновых грубогумусных почвах (альпийских ранкерах) (А-II-I-1-1) – **26,2%**. Процентное соотношение разных типов каменных глетчеров, входящих в данный ландшафт, представлено на рисунке 3.17.

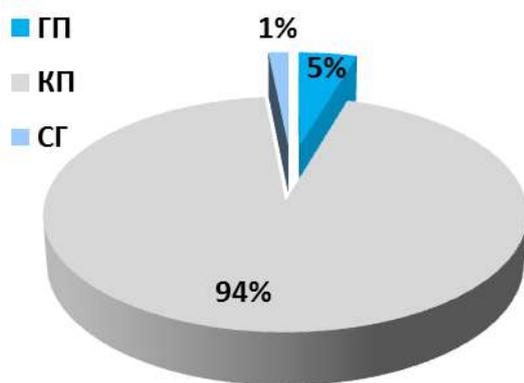


Рисунок 3.17. – Процентное соотношение разных типов каменных глетчеров входящих в ландшафт А-II-I-1-1

4) Высокогорные тундровые и луговые альпинотипные гольцово-альпинотипные экзарационно-денудационные крутосклонные (в том числе склоны трогов) скалисто-осыпные с фрагментами моренных отложений, наложенными формами нивального, эрозионного, склонового и криогенно-склонового генезиса с луговыми осоково-дерновиннозлаковыми, дриадовыми тундрами на горно-тундровых дерновых и торфянисто-перегнойных почвах, каменистыми лишайниковыми тундрами на горно-тундровых слабо развитых почвах, полидоминантными альпинотипными лугами и нивальными луговинами на горно-луговых дерновых грубогумусных почвах (альпийских ранкерах) (А-II-I-1-2) – **11,9%**. Процентное соотношение разных типов каменных глетчеров входящих в данный ландшафт представлено на рисунке 3.18.

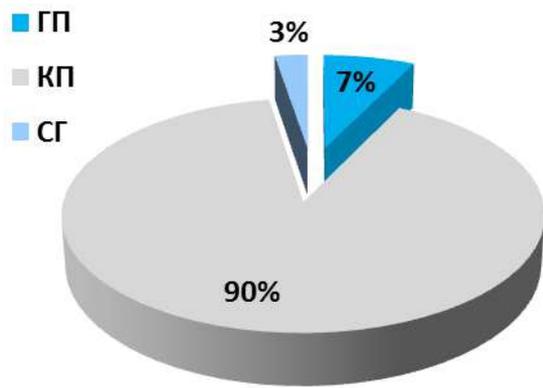


Рисунок 3.18. – Процентное соотношение разных типов каменных глетчеров входящих в ландшафт А-II -I-1-2

Как видно из приведенных названий ландшафтов, только в одном из них упоминается наличие каменных глетчеров. А так как в трех других видах ландшафтов исследуемые образования представлены не менее широко, целесообразным было бы указывать в названии ландшафтов наличие данных образований.

## ГЛАВА 4. РЕГИОНАЛЬНАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ И КАТАЛОГИЗАЦИЯ КАМЕННЫХ ГЛЕТЧЕРОВ АЛТАЯ

### 4.1. Региональная классификация

С одной стороны, каталогизация каменных глетчеров основывается на их классификации, так как для полноты характеристики описание объектов необходимо было производить по заранее установленной схеме. С другой стороны, после выявления и описания нескольких тысяч каменных глетчеров на Алтае были выявлены определенные закономерности строения и расположения каменных глетчеров, которые не совсем вписываются в существующие классификации. Помимо этого, явно вырисовывается необходимость унификации терминологии и уточнения смысла отдельных понятий и терминов.

Для создания региональной классификации каменных глетчеров Алтая были рассмотрены существующие классификации данных объектов: по местоположению, морфологии, активности, возрасту и т.п. (Rock Glaciers, 1987; Corte, 1987 и др.).

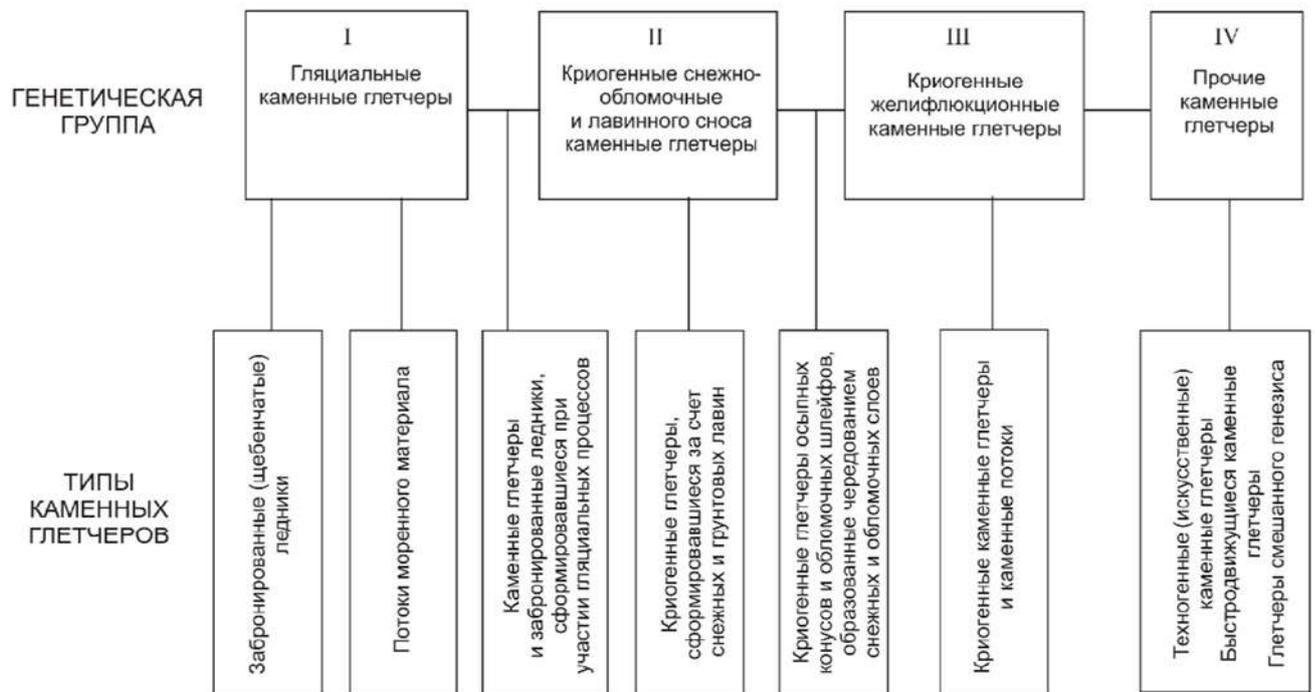


Рисунок 4.1. – Генетическая классификация каменных глетчеров по А.Е. Корте (Corte, 1987 – перевод А.А Галанина, 2008а)

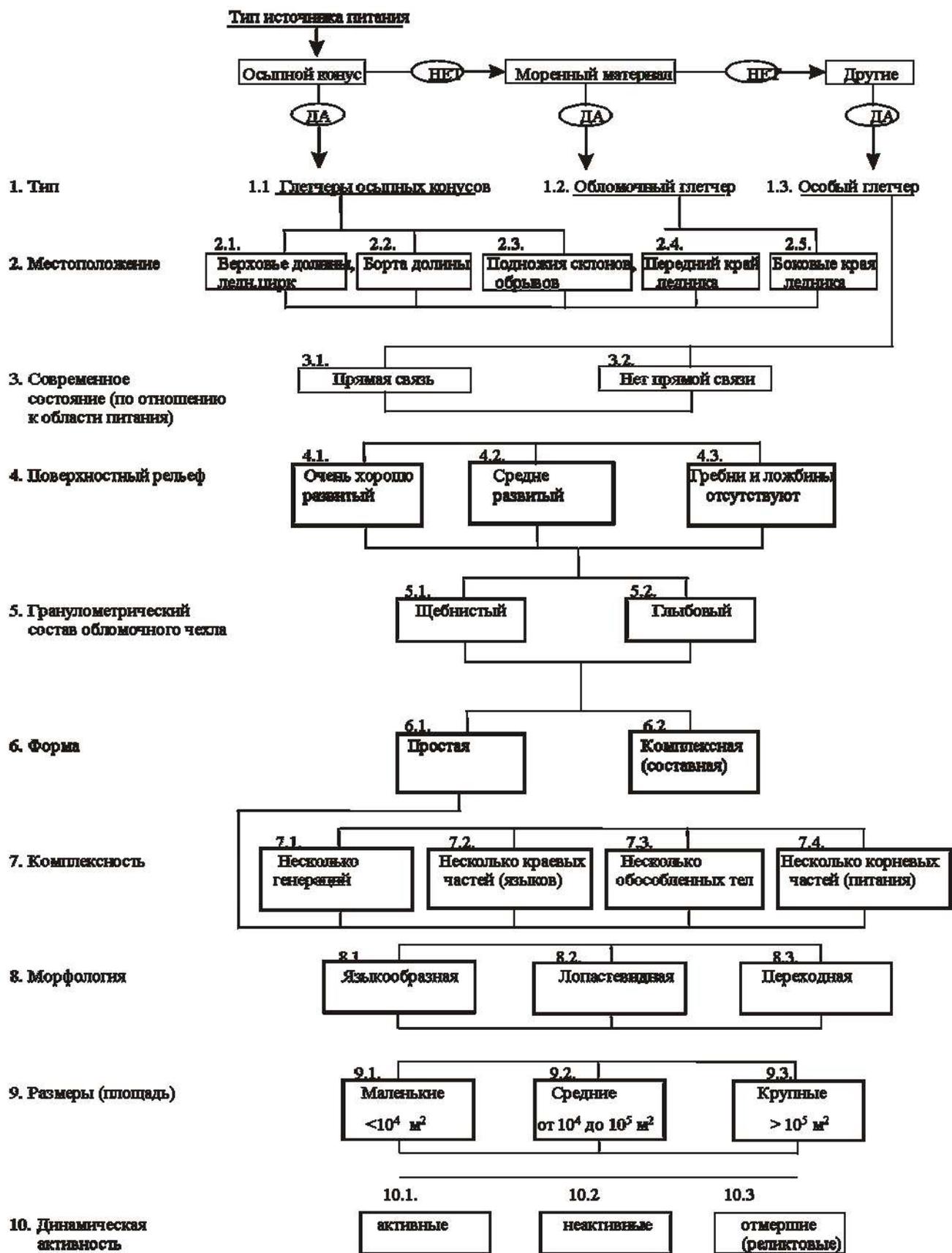


Рисунок 4.2. – Фрагмент морфогенетической классификации каменных глетчеров по Д. Баршу (Barsch, 1987 – перевод А.А Галанина, 2008а)

В 1987 г. Е.А. Корте (Corte, 1987) была предложена генетическая классификация каменных глетчеров (рисунок 4.1). В тот же период времени Д. Баршем была предложена морфодинамическая классификация данных образований (рисунок 4.2).

Позднее, базируясь на данных классификациях, а также результатах собственных исследований на северо-востоке Азии, А.А. Галанин сформировал собственную генетическую классификацию каменных глетчеров (Галанин, 2010).



Рисунок 4.3. Морфогенетическая классификация и полиморфный ряд (континуум) каменных глетчеров северо-востока Азии по А.А. Галанину (2010)

Особый акцент в своих работах А.А. Галанин (2004, 2008а, 2010 и пр.) делал на комплексных каменных глетчерах. Он отмечал, что понятие «комплексный каменный глетчер» (complex rock glaciers) было ранее введено Д. Баршем и изложено в его обобщающей монографии (Barsch, 1996). По определению Д. Барша, такие каменные глетчеры состоят из семейства разновозрастных образований и могут включать погребенный ледник или ядра мертвого льда. Среди «комплексных каменных глетчеров», по мнению А.П. Горбунова и

Э.В. Северского (2000), следует различать полные и неполные их разновидности. Первые включают все виды этих форм – активные, неактивные, древние, а также приледниковые и присклоновые, а вторые – неполный набор (Галанин, 2004).

Отличительными признаками «комплексных каменных глетчеров», по мнению А.А. Галанина (2004), служат следующие:

1) наличие в разрезе нескольких крупных разновозрастных генераций и длительное время формирования (вторая половина голоцена);

2) трехчленное строение разреза: поверхностный рыхлый обломочный чехол; щебнево-ледяной слоистый горизонт, состоящий в основном из конжеляционного льда с содержанием обломочного материала 30-70%; реликтовое слоистое ледяное ядро, сложенное фирновым, конжеляционным и инъекционным льдами с содержанием обломочного материала 0-30%, а также инфильтрационным льдом и с инъекционными жилами;

3) отсутствие или незначительное современное фирновое питание (нередко отсутствие фирнового бассейна), перегруженность обломочным материалом (30-70%), низкая динамическая активность при значительной мощности, указывающая на высокую вязкость;

4) наличие бергшрудов, маргинальных каналов, фронтальных уступов как и у «классических» ледников, но практически полное отсутствие открытой ледяной поверхности; размеры исследованных комплексных КГ достигают 1,5 км в длину и 500 м в ширину, мощность – до 60 м;

5) присутствие морфологических признаков активных современных пластических и разрывных деформаций (в отличие от каровых и плащеобразных морен) выраженных в виде дугообразных поверхностных осцилляций, гряд, валов, глубоких трещин и крутого (до 45°) фронтального уступа, нередко надвинутого на подстилающие отложения.

Таким образом, «комплексный каменный глетчер», по мнению А.А. Галанина, может состоять из небольшого карового ледника и разновозрастных генераций каменного глетчера. Он полагал, что рациональность такой иерархии обусловлена тем, что в сравнительно сжатые сроки можно наблюдать

геоморфологический процесс, когда размеры ледника быстро уменьшаются, но размеры и активность каменного глетчера при этом увеличиваются, его фронтальная часть наступает (Галанин, 2004).

Несколько отличную классификацию предлагает в своих работах Д.А. Ганюшкин, вводя термин каменно-ледовые образования для обозначения рассматриваемых нами форм рельефа.

Каталогизация каменных глетчеров Алтая привела нас к необходимости дополнения существующих классификаций и адаптации их для территории исследования (рисунок 4.4).

Согласно представленной классификации **криогенный поток** представляет собой форму рельефа, сформированную из скопления коллювиальных отложений, сцементированных льдом преимущественно неледникового происхождения, и обладающую способностью к самостоятельному вязко-пластическому течению под действием силы тяжести.

**Гляциогенный поток** – это форма рельефа, сформированная из моренных отложений, включающих ледяные линзы или ядра льда преимущественно гляциального происхождения, обладающая способностью к самостоятельному вязко-пластическому течению под действием силы тяжести, и имеющая *генетическую* связь с современным оледенением.

**Каменные глетчеры смешанного генезиса** формируются при слиянии гляциогенных и криогенных потоков или же при деградации оледенения, когда классический ледник, питавший гляциогенный поток, исчезает, и в теле данного образования гляциальный лед начинает постепенно замещаться конжеляционным, инъекционным, и некоторыми другими типами льда, а источником каменного материала, помимо морен, выступает коллювий, который поступает на поверхность каменного глетчера смешанного генезиса из осыпей, обвалов и камнепадов.

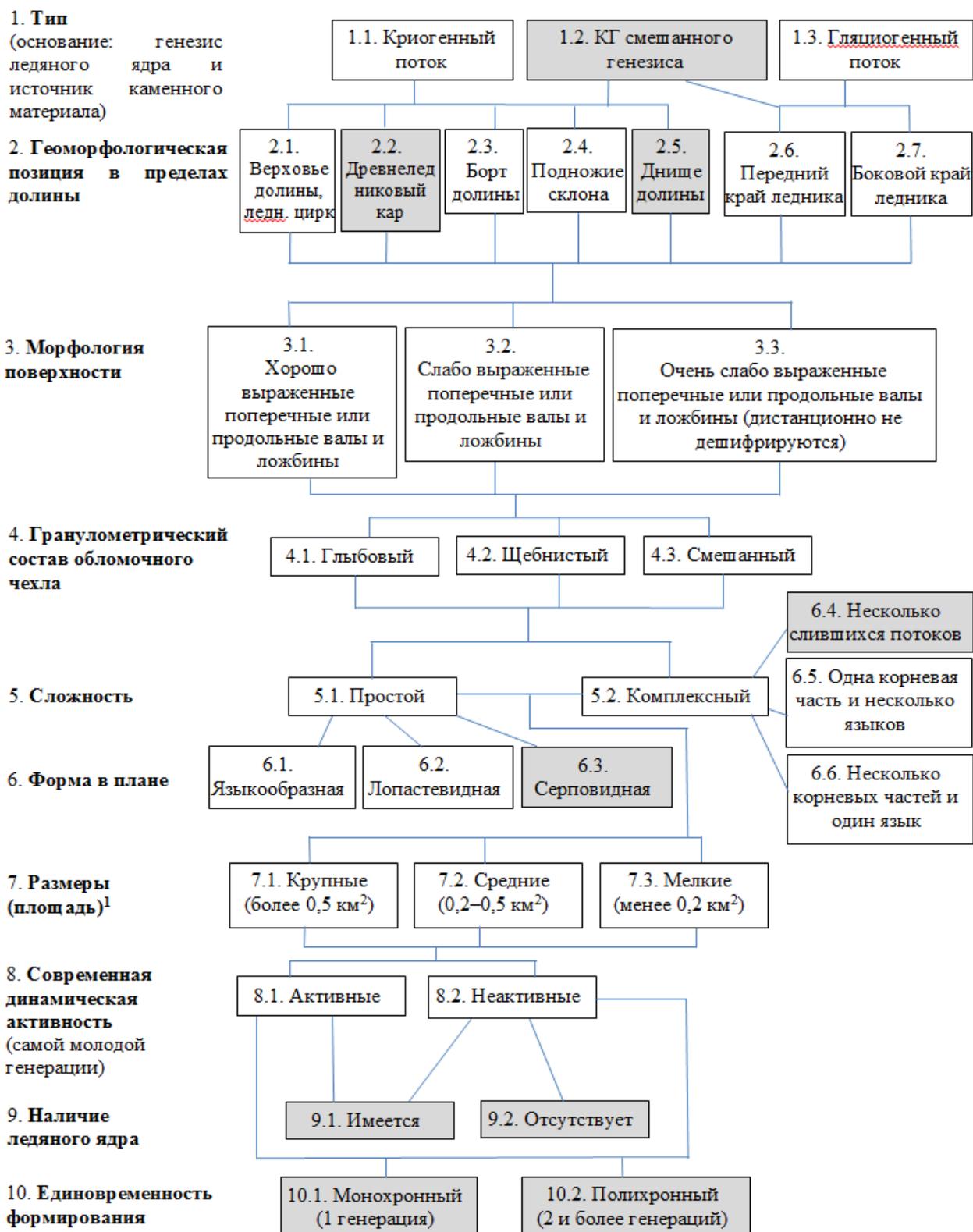


Рисунок 4.4. – Региональная морфогенетическая классификация каменных глетчеров Алтая, основанная на классификации Д. Барша (серым выделены отличные от классификации Д. Барша элементы).

1 – Крупные: могут отображаться на среднемасштабных картах; Средние – на крупномасштабных картах; Мелкие – на планах

**По геоморфологической позиции в пределах долины** выделяются каменные глетчеры:

– берущие начало в верховьях долины – ледниковом цирке: корневые части этих образований могут питаться материалом со склонов различных (2 и более) экспозиций, а языки спускаются в днище долины;

– расположенные в древнеледниковом каре: располагаются у подножия и питаются обломочным материалом со стенок кара; материал поступает со склонов различных (2 и более) экспозиций;

– приуроченные к борту долины: преимущественно мелкие по площади, серповидной формы образования, характерной чертой которых является длинный осыпной шлейф переднего фронта; похожи на ласточкины гнезда – формируются в незначительных нишах или микрокарах (невыработанных карах) на крутых склонах долин;

– расположенные у подножия склона (присклоновые): занимают положение на стыке (перегибе) крутого осыпного склона и относительно пологого днища долины; их ширина часто превышает их длину; материал поступает со склона одной экспозиции; часто сливаются, образуя комплексные каменные глетчеры;

– сформированные в днище долины: для данных образований характерно превышение длины над шириной, рельеф их поверхности преимущественно хорошо выражен; каменный материал может поступать как с одного, так и с нескольких склонов долины;

– расположенные у переднего края ледника: данные образования в эмбриональном состоянии имеют серповидную форму, повторяющую форму конечного моренного комплекса, но даже на начальном этапе развития они чаще всего имеют четко выраженный характерный поверхностный рельеф; при длительном развитии данные образования могут занимать значительную часть днища долины, достигая длины в несколько километров;

– расположенные у бокового края ледника: в Центральном Алтае встречаются очень редко; данные образования питаются за счет обломочного

материала современных боковых морен ледника, и сохранившегося в них мертвого льда; и их площадь редко превышает  $0,1 \text{ км}^2$ ;

**По сложности** каменные глетчеры подразделяются на простые и комплексные; из этого вытекает такая их морфологическая характеристика как форма в плане. Комплексные каменные глетчеры подразделяются на образования с одной корневой частью и несколькими языками, с несколькими корневыми частями и одним языком и образования, сформированные несколькими слившимися потоками. Каменные глетчеры с одной корневой частью и несколькими языками (рисунок 4.5) – довольно редкие образования, формирующиеся при наличии расчлененного рельефа (чаще всего – ригельных ступеней или курчавых скал) у подножий склонов, способствующего разделению потока на несколько языков. Образования с несколькими корневыми частями и одним языком приурочены, в основном, к близко расположенным карам, выходящим в узкую долину со значительным уклоном днища (рисунок 4.6). Зачастую на протяженных, крутых, слаборасчлененных склонах троговых долин формируется скопление каменных глетчеров (преимущественно криогенных потоков), располагающихся друг от друга настолько близко, что визуально отделить один наплыв от другого практически невозможно. Такие объекты были классифицированы как комплексные каменные глетчеры, сформированные несколькими слившимися потоками.

Что касается формы в плане простых (или одиночных) каменных глетчеров, то они подразделяются на образования, имеющие языкообразную, лопастевидную и серповидную форму. У языкообразных образований длина потока превышает ширину, и ширина примерно одинакова на всём протяжении потока; лопастевидные образования имеют сравнительно узкую верхнюю (а у некоторых и среднюю) часть и широкую, распадающуюся на несколько лопастей языковую часть; у серповидных образований ширина превышает длину потока, а нижняя (и иногда верхняя) граница образования имеет форму полуокружности (рисунок 4.7).

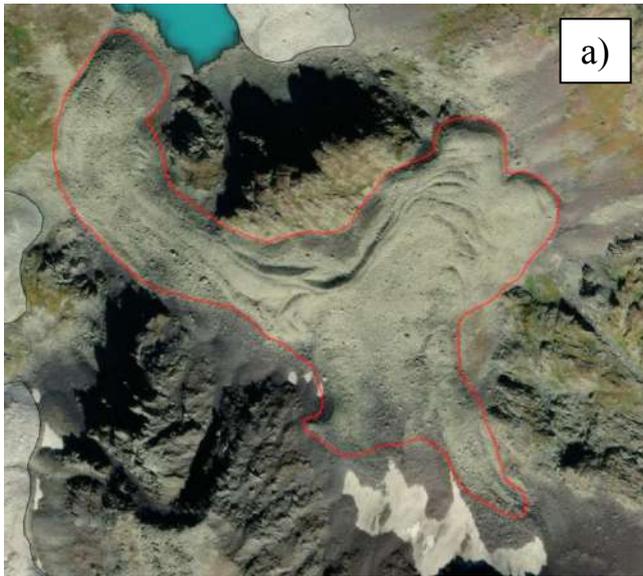


Рисунок 4.5. – Комплексный криогенный поток с одной корневой и несколькими языковыми частями на Катунском хребте: а) плановые очертания; б) объёмное изображение



Рисунок 4.6. – Комплексный криогенный поток с несколькими корневыми частями и одним языком на Южно-Чуйском хребте

Рисунок 4.7. – Простой каменный глетчер серповидной формы: а) плановые очертания; б) объёмное изображение

**Единовременность формирования** – данный генетический показатель характеризует наличие у каменного глетчера разновременных генераций. Одной генерацией предлагается считать один морфологически единый «наплыв» в теле каменного глетчера, сформированный в сходных климатических условиях.

Поверхность генерации может быть осложнена валами и ложбинами; друг от друга генерации отделяются сравнительно четко выраженными уступами (рисунок 4.8).



Рисунок 4.8. – Генерации каменного глетчера, формирующего плотину оз. Маашей (Северо-Чуйский хребет)

У каменных глетчеров на Алтае может насчитываться до 5 и более генераций, но только одна из них (самая верхняя и молодая) может быть активной в настоящее время.

#### 4.2. Каталогизация

Для обобщения и структурирования информации, а также для получения морфометрических характеристик исследуемых форм рельефа, был создан ГИС-проект «Каменные глетчеры Центрального Алтая».

Выявленные образования представлены в проекте в виде двух слоёв: точечного (предназначенного для определения координат расположения объектов, их высоты над уровнем моря, экспозиции) и полигонального.

Помимо этого ГИС-проект содержит ряд тематических карт (слоёв):

- геологическая
- геоморфологическая

- петрографическая
- карта рельефа
- карта уклонов
- карта экспозиций
- гидрологическая
- карты и схемы плейстоценового оледенения
- карты распространения многолетнемерзлых отложений.

Это позволяет установить приуроченность выявленных объектов к определенным условиям их формирования.

При описании каменных глетчеров на основании визуального дешифрирования выявлялись следующие параметры: местоположение в долине, морфология поверхности, гранулометрический состав обломочного чехла, форма и комплексность, количество генераций; по косвенным признакам определялся тип образования, динамическая активность и наличие ледяного ядра.

Для определения типа каменного глетчера рассматривалось его положение в долине, положение по отношению к современному оледенению, характер питающего материала (осыпной/моренный). Для определения активности – наличие крутого незадернованного осыпного фронта, слабозадернованной поверхности, а также ручьев, ключей и заболоченных участков в прифронтальной зоне каменного глетчера.

С помощью инструментов ПО ArcGIS автоматически определялись географические координаты расположения объектов, высота расположения фронтов каменных глетчеров над уровнем моря, их площадь и экспозиция.

Основой для каталогизации объектов послужили: космические снимки Landsat (пространственное разрешение 28 и 14 м/пикселе) на весь район исследования, ALOS (пространственное разрешение 10 и 2,5 м/пикселе) и RapidEye на часть территории Северо-Чуйского и Южно-Чуйского хребтов (пространственное разрешение 6,5 м/пикселе); данные, полученные с помощью ПО «SASPlanet», «Google Earth Pro» и «ArcGIS Earth», а также литературные материалы и материалы более ранних полевых исследований (2010-2023 гг.).

Космические снимки использовались разновременные и разносезонные. Это позволило контролировать правильность выделения каменных глетчеров из-за разного отображения растительности, освещенности склонов на космических снимках, а также геоморфологической выраженности этих объектов на осенних и весенних снимках, за счет их «текстурирования» снежным покровом (ранним и «остаточным»).

При выделении каменных глетчеров, за один объект принимался отдельный поток с четко выраженными границами, визуальнo отделяющийся от соседних образований. Однако, достаточно много объектов, располагающихся друг от друга настолько близко, что визуальнo отличить один поток от другого практически невозможно. Особенно подобное характерно для криогенных потоков, формирующихся у подножия осыпных склонов. Такие объекты выделялись как криогенные потоки комплексной формы. Гляциогенные потоки – это в основном одиночные объекты, за исключением случаев, когда потоки из нескольких каров сливаются между собой. Границы каждого такого образования четко различимы на космических снимках, за счет достаточно крупных их размеров. Поэтому каждый такой объект выделен как самостоятельный, без объединения их в комплексы.

Основными тематическими картами в данной работе являются карта распространения каменных глетчеров на территории Центрального Алтая (Приложение 5), карта каменных глетчеров Катунского хребта (Приложение 6), карта каменных глетчеров Северо-Чуйского и Южно-Чуйского хребтов (Приложение 7). Ключевым вопросом при картографировании было выделение границ гляциогенных и криогенных потоков. В ряде случаев проведение границы между осыпным конусом и телом криогенного потока, а также между погребенным «мертвым» льдом, конечным моренным комплексом и гляциогенным потоком было весьма условно, и базировалось на характеристиках лишайникового покрова и морфологии поверхности каменного глетчера.

## ГЛАВА 5. РАСПРОСТРАНЕНИЕ, МОРФОЛОГИЯ И ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ КАМЕННЫХ ГЛЕТЧЕРОВ ЦЕНТРАЛЬНОГО АЛТАЯ

### 5.1. География распространения

Активные формы каменных глетчеров преимущественно приурочены к высокогорным областям Центрального Алтая. Гляциогенные потоки занимают высотный интервал от 1988 до 3134 м н.у.м., и все являются активными. Криогенные потоки встречаются в гораздо более широком интервале: от 1278 до 3185 м н.у.м. (рисунок 5.1). Так как они могут формироваться на склонах долин, они могут располагаться выше, чем языки ледников, питающих гляциогенные потоки.

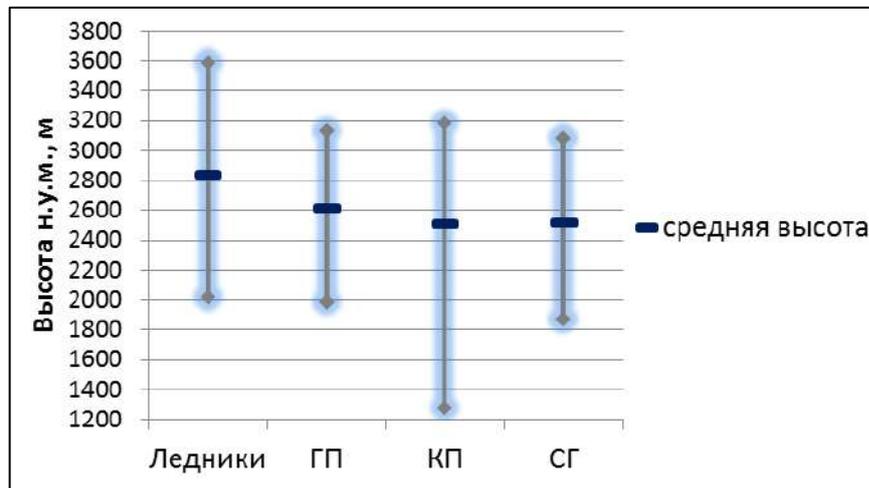


Рисунок 5.1. – Распределение ледников и разных типов каменных глетчеров по высотам (ГП – гляциогенные потоки; КП – криогенные потоки; СГ – каменные глетчеры смешанного генезиса). Данные по ледникам взяты из Каталога ледников России (2020)

Сравнение высотного расположения нижних частей языков ледников и активных криогенных потоков показывает, что последние могут существовать на 800-1000 м ниже языков классических ледников (Приложение 8). Это объясняется тем, что обломочный чехол каменных глетчеров, мощность которого на нижних границах распространения активных криогенных потоков составляет от 5 до 15 м, препятствует их деградации.

В высотном расположении активных и неактивных криогенных потоков выявляются определенные закономерности (рисунок 5.2):

- максимальное количество неактивных криогенных потоков (более 60%) приурочено к высотам 2200 – 2600 м н.у.м.; выше 3000 метров они отсутствуют;
- более 90% активных криогенных потоков приурочено к высотам 2200 – 3000 м н.у.м., максимальное их количество (около 55%) располагается на высотах 2400 – 2800 м н.у.м.

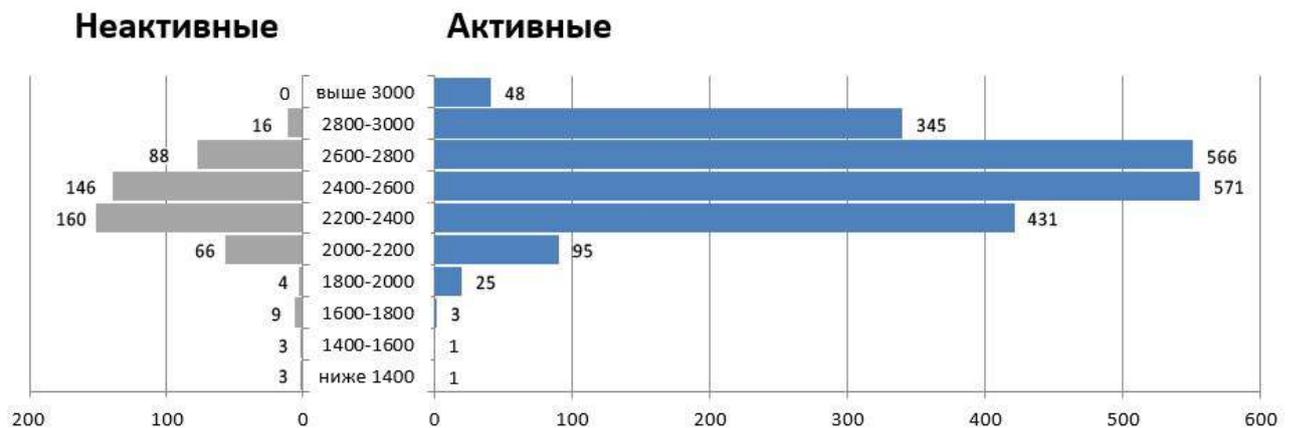


Рисунок 5.2. – Количественное распределение по высотным уровням активных и неактивных форм криогенных потоков

Стоит отметить, что наиболее низкорасположенный каменный глетчер (высота расположения фронта – 1278 м) является активным, а также самым длинным из выявленных образований (длина около 5,6 км). Это связано с очень удачным расположением его верхней части – он берёт начало на высоте 2710 м в узкой височей долине (рисунок 5.9).

При анализе средней высоты распространения каменных глетчеров было выявлено, что она имеет долготную зависимость, повышаясь с запада на восток (Приложение 9).

Особенно ярко это проявляется в высоте распространения гляциогенных потоков: корреляционная зависимость средней высоты их расположения от долготы местности составляет 0,7, что хорошо коррелирует с высотой расположения фронтов ледников (рисунок 3.12), и является его прямым следствием, ввиду генетической связи.

К Катунскому хребту приурочено 1455 каменных глетчеров, общей площадью 134,5 км<sup>2</sup>; из них: 101 объект – гляциогенные потоки, 1252 – криогенные потоки и 102 – каменные глетчеры смешанного генезиса (рисунок 5.3). Три каменных глетчера Катунского хребта имеют площадь более 1 км<sup>2</sup>: гляциогенный поток на южном макросклоне хребта, в бассейне р. Орошаган – 1,24 км<sup>2</sup>; криогенный поток в долине р. Куркуре (левый приток р. Аргут), площадью 1,03 км<sup>2</sup> – самый длинный каменный глетчер Алтая (5,6 км); каменный глетчер смешанного генезиса в бассейне р. Кучерла (1 км<sup>2</sup>).

К Южно-Чуйскому хребту приурочено 1016 образований, общей площадью 107,1 км<sup>2</sup>; 918 из них криогенные потоки, 64 – гляциогенные потоки, 34 – каменные глетчеры смешанного генезиса (см. рисунок 5.3). Два каменных глетчера Южно-Чуйского хребта имеют площадь более 1 км<sup>2</sup>: криогенный поток в бассейне р. Карагем – 1,06 км<sup>2</sup> и каменный глетчер смешанного генезиса в бассейне р. Талдура – 1,01 км<sup>2</sup>.

К Северо-Чуйскому хребту приурочено 709 образований, общей площадью 70,9 км<sup>2</sup>. Самый крупный каменный глетчер, расположенный в западной части хребта, в бассейне р. Юнгур – имеет площадь 0,82 км<sup>2</sup>. Каменный глетчер, формирующий плотину Маашейского озера имеет площадь 0,55 км<sup>2</sup>. Из выявленных образований: 643 – криогенные потоки, 51 – гляциогенные потоки, 15 – каменные глетчеры смешанного генезиса (см. рисунок 5.3).



Рисунок 5.3. – Распределение каменных глетчеров Центрального Алтая по хребтам (в %) и по типам (шт.)

Рассматривая экспозиционную приуроченность каменных глетчеров Центрального Алтая (рисунок 5.4), можно выявить следующие закономерности:

– гляциогенные потоки и каменные глетчеры смешанного генезиса тяготеют к склонам восточной экспозиции; немного уступают по количеству объектов северные и южные склоны; реже всего гляциогенные потоки формируются на склонах юго-западной и западной экспозиций;

– криогенные потоки тяготеют к северному макросклону; меньше всего их на склонах южной экспозиции.

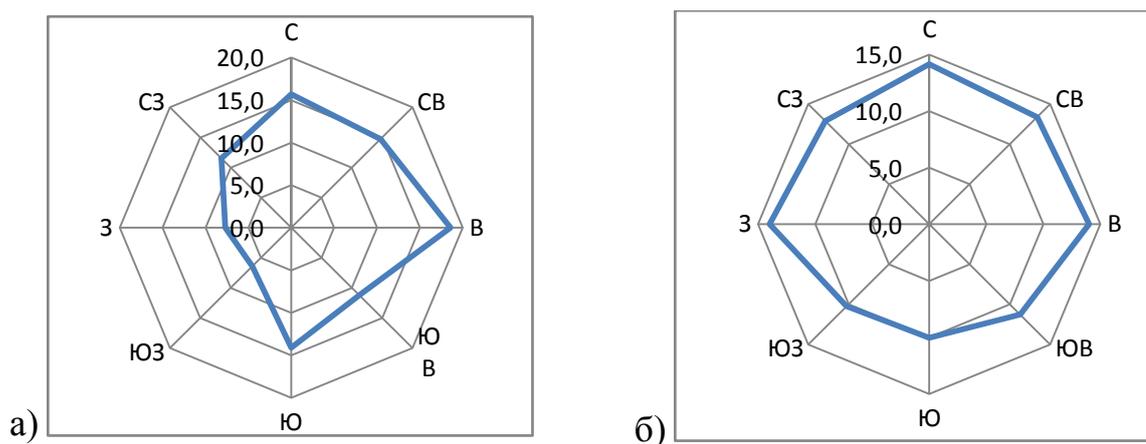


Рисунок 5.4. – Экспозиционная приуроченность каменных глетчеров Центрального Алтая (в процентах): а) гляциогенных потоков и образований смешанного генезиса; б) криогенных потоков

Средняя высота расположения каменных глетчеров существенно зависит от экспозиции: на северном макросклоне языки криогенных потоков спускаются в среднем на 200 м ниже, а гляциогенных потоков – на 250-280 м ниже, чем на южном макросклоне (рисунок 5.5).

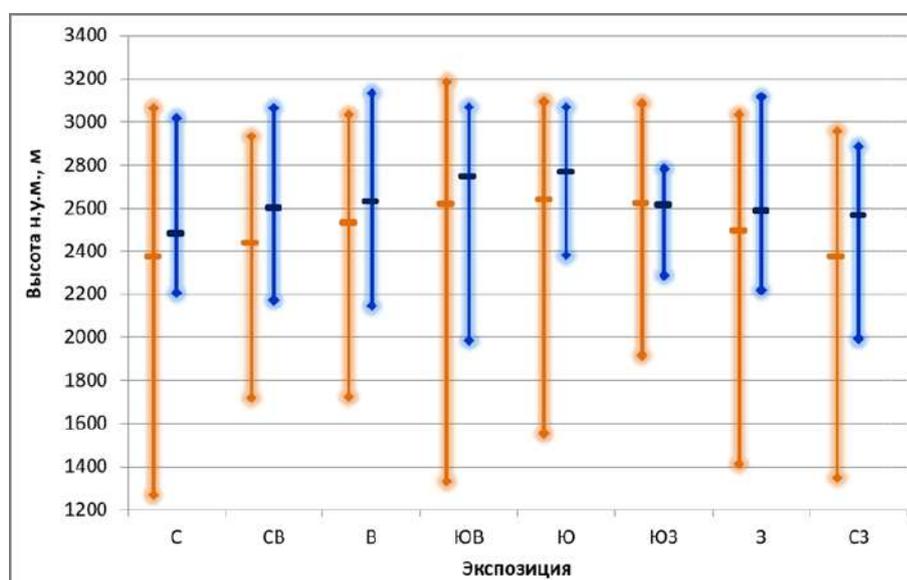


Рисунок 5.5. – Высотное положение гляциогенных (синие линии) и криогенных потоков (коричневые линии) в зависимости от экспозиции

Наибольший высотный диапазон распространения каменных глетчеров наблюдается на склонах юго-восточной экспозиции, где гляциогенные потоки встречаются на высотах от 2745 до 3071 м н.у.м., а криогенные потоки – от 1341 до 3185 м н.у.м.

По местоположению большая часть каменных глетчеров приурочена к подножию склона, реже всего они формируются у боковых частей ледника (рисунок 5.6).



Рисунок 5.6. – Распределение каменных глетчеров Центрального Алтая по геоморфологической позиции в пределах долины (в %). Промежуточное положение – расположение на стыке двух или более элементов рельефа

Более 35% каменных глетчеров Центрального Алтая имеют хорошо выраженный поверхностный рельеф (рисунок 5.7).



Рисунок 5.7. – Криогенный поток на северном макросклоне Катунского хребта (Картографический сервис ESRI)

Средняя площадь каменных глетчеров составляет  $0,1 \text{ км}^2$ , но вариативность данного показателя весьма высока (рисунок 5.8). Так, некоторые объекты имеют площадь более  $1,2 \text{ км}^2$ , а некоторые – менее  $0,002 \text{ км}^2$  (минимальная площадь каменных глетчеров, выявленная в Центральном Алтае составила  $0,0012 \text{ км}^2$ ).

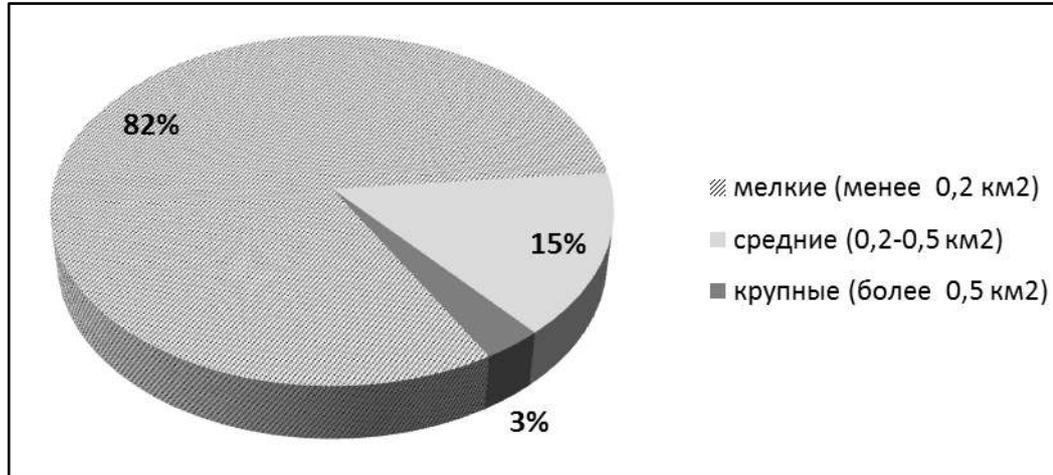


Рисунок 5.8. – Распределение каменных глетчеров Центрального Алтая по размеру (площади) (в %)

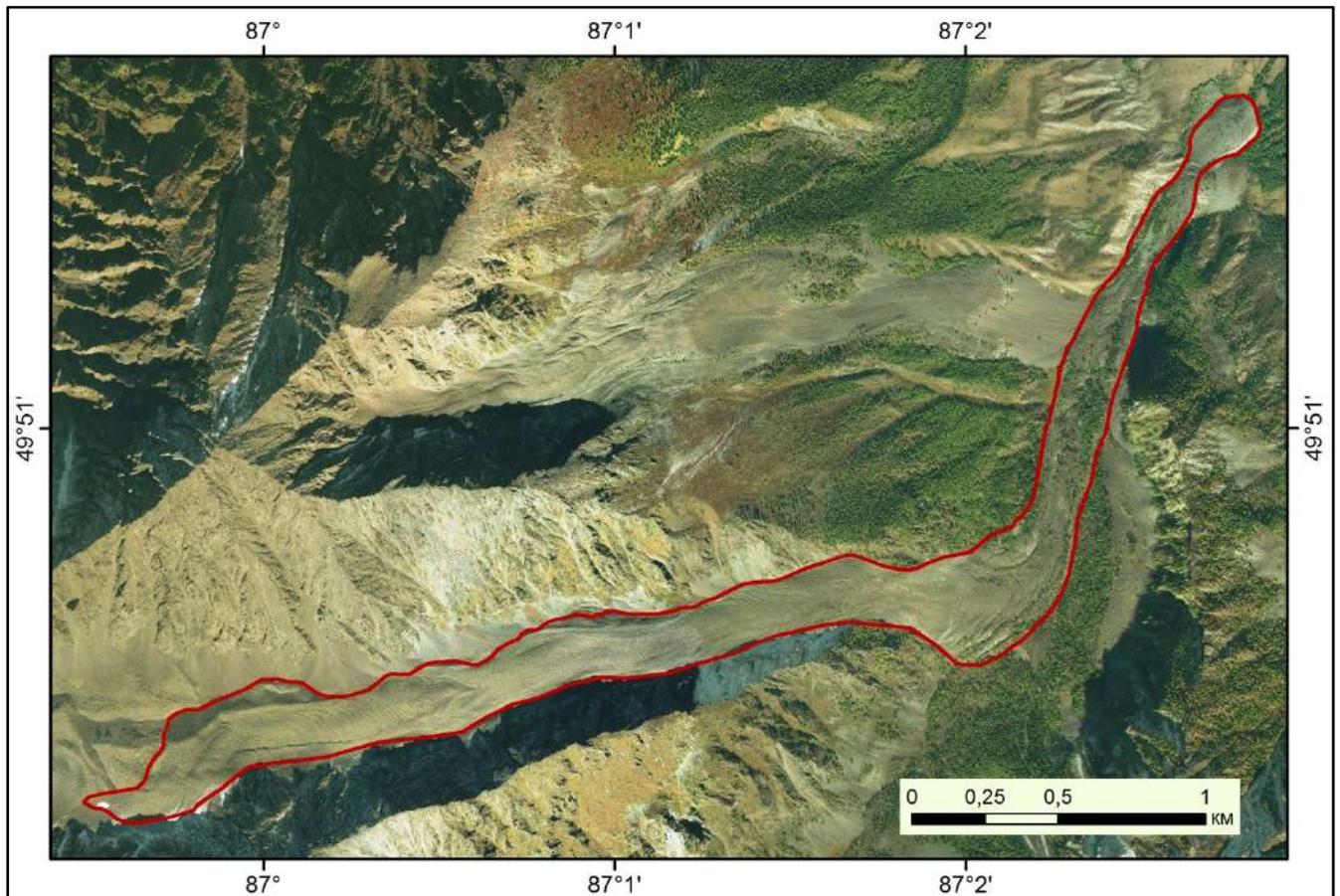


Рисунок 5.9. – Криогенный поток на северном макросклоне Катунского хребта (Картографический сервис ESRI)

Длина исследуемых образований может достигать значительных размеров – 3-5 км. К примеру, на рисунке 5.9 представлен криогенный поток, длина которого превышает 5,5 км. Таких же размеров они могут достигать и в ширину, протягиваясь вдоль подножия склонов на несколько километров. В некоторых долинах они создают внушительные комплексы: объекты располагаются вплотную друг к другу и тянутся вдоль склонов долины десятки километров.

## **5.2. Морфологические характеристики каменных глетчеров на ключевых участках**

В долине р. Маашей, на основе данных аэрофотосъёмки произведенной в сентябре 2022 г., проводилось исследование морфологии криогенного потока, формирующего плотину оз. Маашей.

Маашейский каменный глетчер самый крупный из имеющихся в долине р. Маашей (Северо-Чуйский хребет, Республика Алтай). Располагается в 5,2 км вниз по долине от краевой части конечного моренного комплекса малого ледникового периода Маашейского ледника и в 3 км вверх по долине от впадения притока Каракабак в р. Маашей, на левом склоне долины, имеющем северо-восточную экспозицию.

Каменный глетчер изначально имел гляциогенный (Буланов, 2013) или смешанный (ледниково-осыпной) генезис, но в настоящее время ледник в верховьях полностью деградировал и, вероятнее всего, ледниковый лёд в образовании полностью замещён. В пользу этого говорит расположение кара, днище которого занимает верхняя часть каменного глетчера, в области, охваченной оледенением кочурлинской стадии, которая завершилась не позднее 5 тыс. лет назад (по данным: Алтайский край..., 1978, с. 73: карта «Стадии позднеплейстоценовых оледенений»). В настоящее время исследуемое образование представляет собой криогенный поток, состоящий из двух основных частей, с разделяющей их осыпной транзитной зоной.

**Верхняя часть (I)** данного образования залегает в каре на высоте 2350-2250 м и имеет слабовыраженный поверхностный рельеф в виде продольных валов и ложбин. Стенки кара берут начало на отметке 2900-3000 м, изрезаны

эрозионными бороздами, заканчивающимися конусами выноса осыпного материала. Кар не имеет современного оледенения.

На склоне троговой долины ниже устья кара выделяется **транзитная зона** (тр.) каменного материала, представляющая собой сплошной шлейф осыпей, высотой 120 м и шириной 300 м, по которой каменный материал поступает во вторую – нижнюю часть каменного глетчера. 2/3 ширины этого шлейфа «питает» основную часть каменного глетчера, а 1/3 ширины шлейфа (в левой части транзитной зоны) дает материал, который формирует отдельный поток, отделенный от основного глубокой ложбиной.

**Нижняя часть** (II) каменного глетчера состоит из 3-х потоков: два смежных потока (правый (3) и центральный (2)) морфологически очень близки друг к другу, они доминируют по своим размерам и масштабам растекания, эти потоки имеют общую часть питания в транзитной зоне, и с отметки 2090 м они начинают обособляться, меняя направление течения потоков (вверх и вниз по долине р. Маашей), имеют ярко выраженный рельеф поверхности в виде чередующихся валов и ложбин разных размеров, которые отмечаются в рельефе с высоты 2185 м, нижние отметки фронтов потоков располагаются на высотах 1995-2005 м, длина правого потока до ранних генераций достигает 600 м, центрального потока – 680 м, максимальная ширина правого потока – 400 м, центрального потока – 340 м; третий поток (левый (1)) отделен как от склона долины, так и от других потоков глубокой ложбиной (глубиной 10-25 м), направление течения – вниз по долине р. Маашей, имеет выпуклую структуру вдоль всего потока, не имеет выраженных поперечных валов, что предположительно указывает на иную скорость течения материала, отличную от соседних потоков; фронтальная его часть выходит на поверхности ранних генераций Маашейского каменного глетчера и не имеет четкой выраженности в плане, нижняя отметка фронта потока располагаются на уровне 1990-1995 м, длина современной, активной, генерации потока достигает 390 м, максимальная ширина – 100 м.

Правый и центральный потоки состоят из двух генераций (рисунок 5.10). Верхняя (2А и 3А) – активная (современная), которая характеризуется выраженным рельефом поверхности, с активными осыпающимися передним и боковыми фронтами, слабой задернованностью поверхности, и практически

полным отсутствием древесной растительности. И нижняя (2Б и 3Б) – неактивная, передний и боковой фронт которой практически на всём протяжении стабилизирован и задернован, поверхность валов сглажена и их верхние части в значительной степени покрыты растительностью, в том числе древесной. Нужно отметить, что часть бокового фронта генерации 3Б, обращенная к верхней части долины, слабозадернована и сохранила угол естественного откоса за счет эрозионного воздействия временных водотоков.

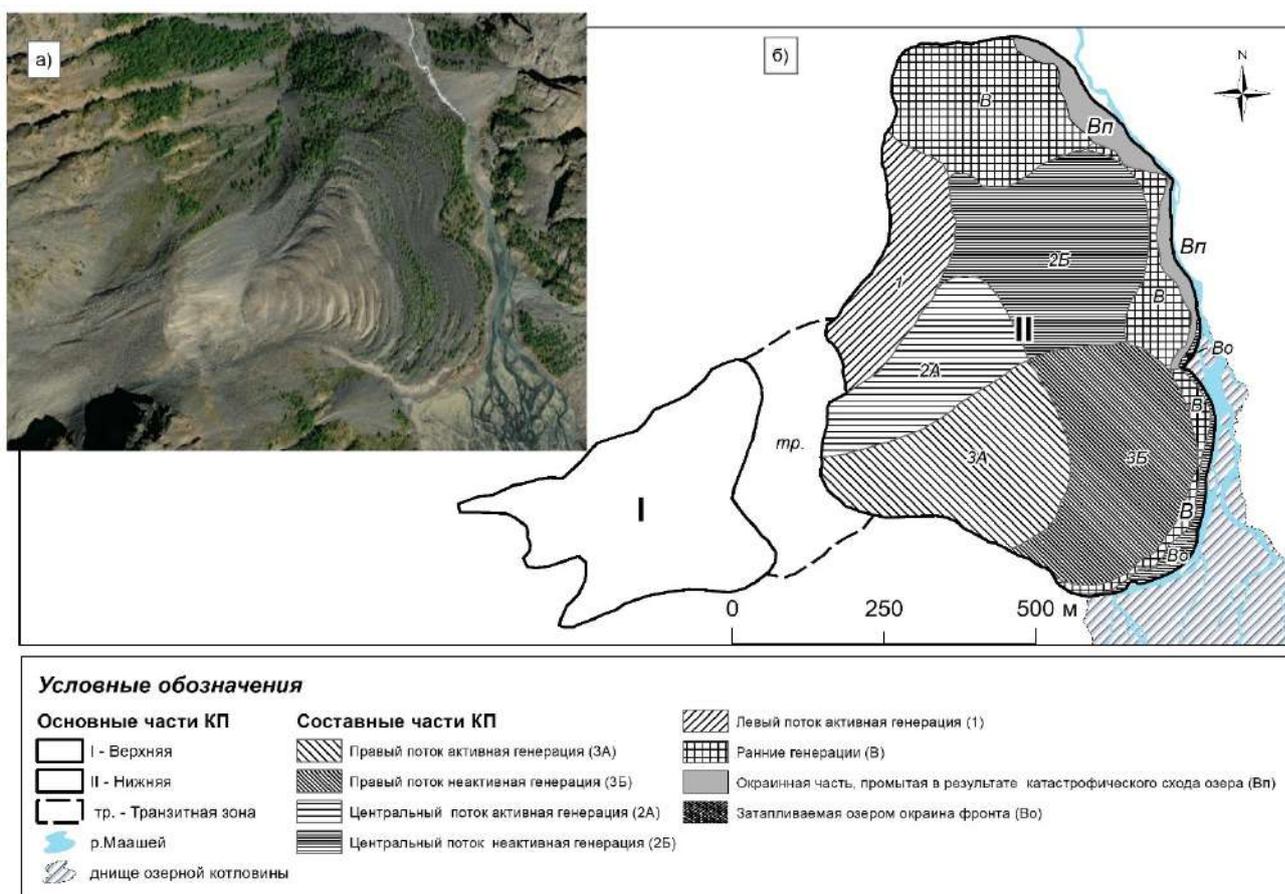


Рисунок 5.10. – Маашейский каменный глетчер: а) фрагмент космического снимка с картографического сервиса ArcGIS Earth; б) геоморфологическая схема

По периметру фронтов каменного глетчера встречаются:

а) фрагменты **более ранних генераций (В)** Маашейского каменного глетчера. Они отличаются от «современных» относительной стабильностью валов и иным характером самой растительности и ее распространения (склоны валов не осыпаются; межкаменные пространства достаточно плотно занято мелкоземом и плотно «сцементировано»; достаточно плотно покрыты растительностью;

древесная растительность – разновозрастная; встречаются взрослые, старые деревья; стволы деревьев преимущественно прямоствольные, не скрученные);

б) окраинные части фронта потоков ранних генераций, **затапливаемые озерными и речными водами (Во)**. Располагаются они в местах, где примыкало Маашейское озеро. Поверхности этих каменных образований покрыты песчаными и глинистыми частицами, ими также заняты межкаменные пространства. На этих участках в некоторых местах имеются следы озерных уровней;

в) окраинные части фронта потоков ранних генераций, **сформированные в результате катастрофического схода оз. Маашей (Вп)**. Река в настоящее время довольно активно подмывает данные участки. Эти части фронта представлены крутыми склонами, с постоянно осыпающимся материалом, русло реки в этих местах имеет уклон 8-10° (приобретает бурный характер) и вплотную подходит к подошве фронта каменного глетчера. Высота стенки размыва достигает значений 15-40 м.

### **5.3. Внутреннее строение каменных глетчеров на ключевых участках**

Для исследования внутреннего строения каменных глетчеров было выбрано четыре ключевых участка: криогенные потоки в высокогорной и среднегорной областях и гляциогенный поток в долине р. Аккол (рисунок 5.11). Исследование внутреннего строения проводилось методом электротомографии. На некоторых участках, для повышения точности дополнительно проводили георадиолокационное зондирование.

#### **Участок «Сукорский»**

Расположен в долине р. Чуя, на крайних северо-восточных отрогах Северо-Чуйского хребта, и приурочен к северному макросклону массива г. Сукор. На данном участке несколько каменных глетчеров сформировались из материала неоплейстоценового оползне-обвала. Расположенные в высотном интервале 1720–2100 м, четыре образования являются неактивными, но сохраняющими в себе ледяное ядро, а одно – имеет активную современную генерацию. На данном участке были выполнены геофизические исследования внутреннего строения трех криогенных потоков (рисунок 5.12, 5.13).

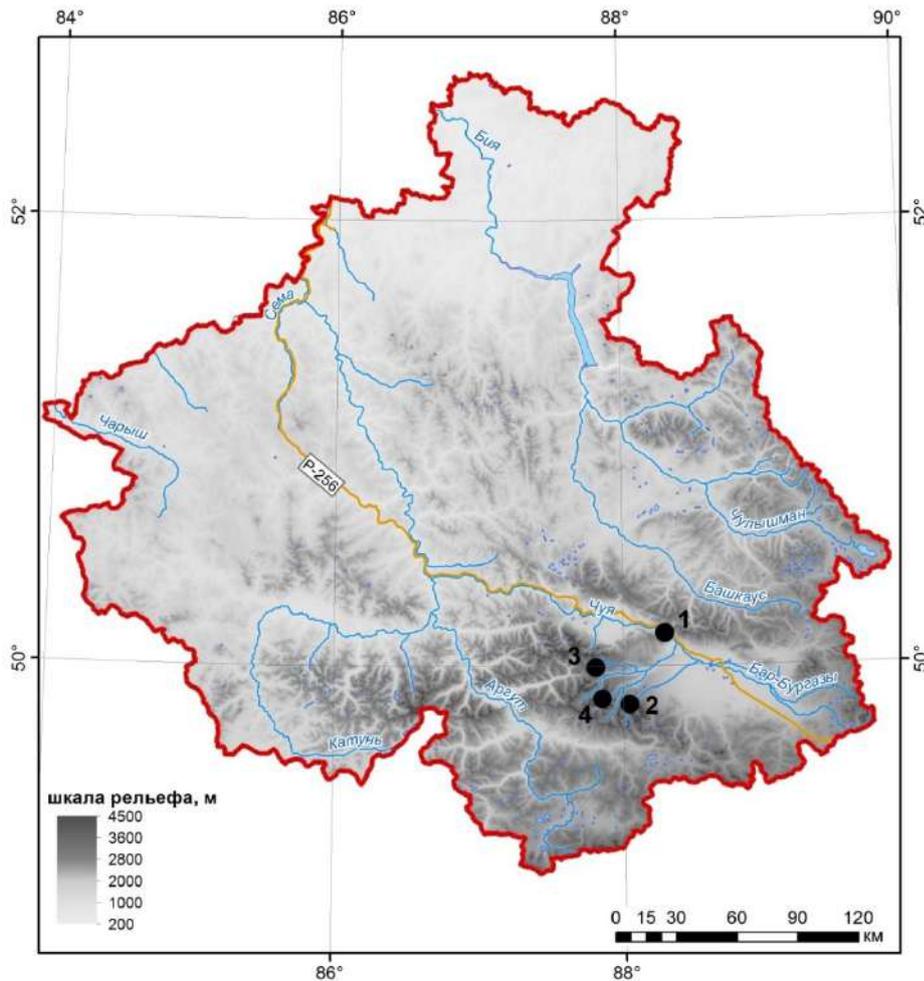


Рисунок 5.11. –  
Расположение  
ключевых участков на  
территории Республики  
Алтай.

Цифрами обозначены  
ключевые участки  
исследования:

1 – в долине р. Чуя  
(Сукор);

2 – в долине  
р. Елангаш;

3 – в долине р. Джело;

4 – в долине р. Аккол  
(Верхний Тураюк)

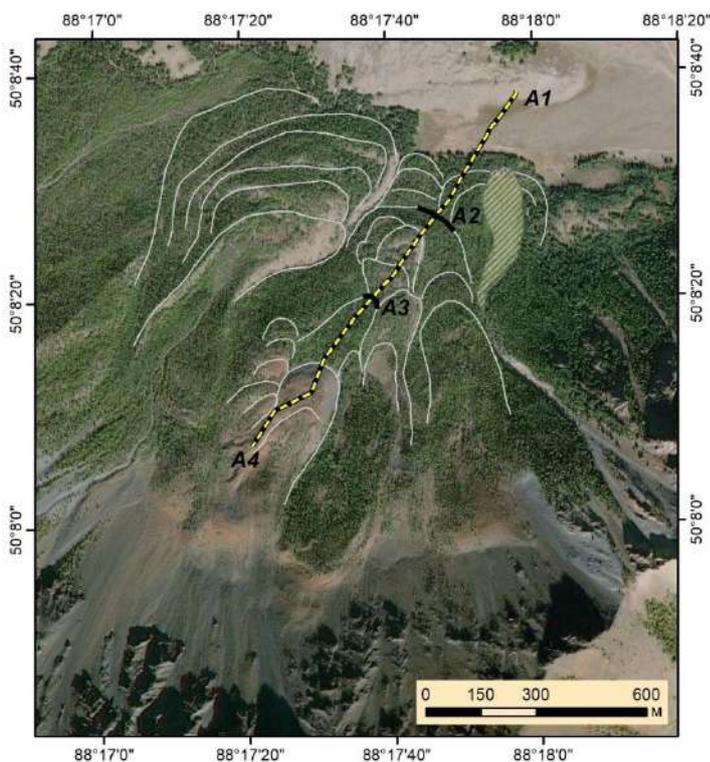


Рисунок 5.12. – Профиль  
электрондирования на ключевом  
участке «Сукор»:

A2, A3 – границы отдельных  
каменных глетчеров. Серые линии –  
генерации каменных глетчеров

Рельеф поверхности нижнего криогенного потока выражен очень слабо; он полностью покрыт древесной растительностью, а центральная его часть нарушена селевым потоком. Поверхностный рельеф криогенного потока, пересекаемого на участке А2–А3 выражен слабо, но на нем выделяется несколько генераций, осложнённых поперечными валами; его поверхность также преимущественно покрыта древесной растительностью. Верхний каменный глетчер также состоит из нескольких генераций, верхняя из которых активная и имеет хорошо выраженный рельеф поверхности, состоящий из поперечных валов и двух продольных ложбин, разделяющих отдельные потоки каменного глетчера.

На профиле А1-А4 участка «Сукорский» (рисунок 5.13) высокоомными аномалиями в разрезе выделяются несколько отдельных разновозрастных каменных глетчеров; их геоморфологические границы отмечены вертикальными линиями.

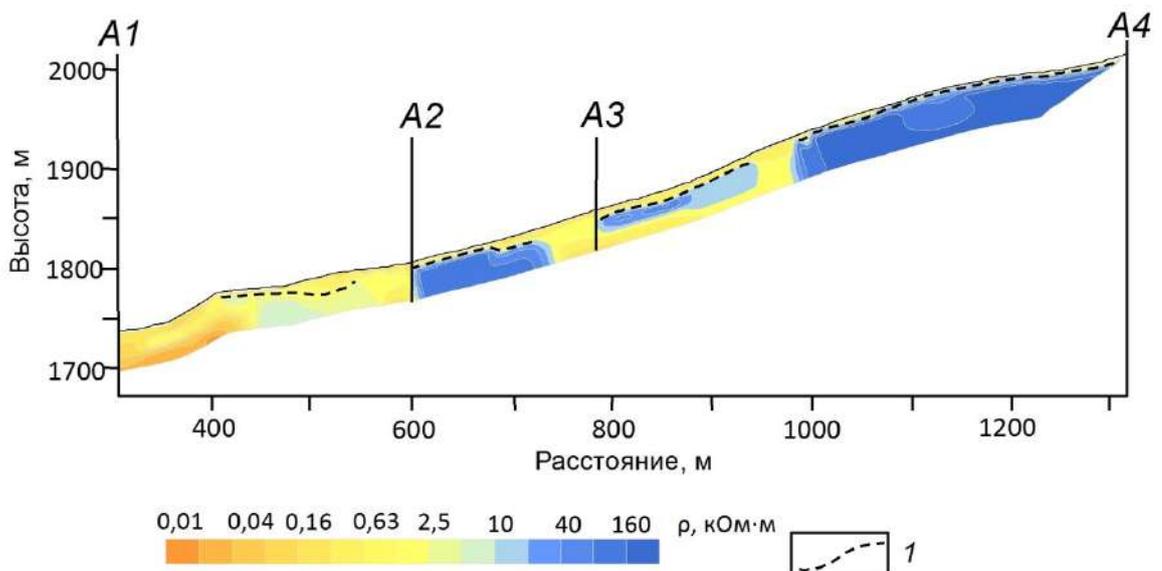


Рисунок 5.13. – Профиль электротомографии по линии А1-А4. А2, А3 – границы отдельных каменных глетчеров. Пунктирной линией (1) показана кровля каменно-ледяного ядра

Два нижних образования в настоящее время неактивны, но содержат ледяное ядро. Верхний каменный поток (А3-А4) является активным, для него характерны наибольшие значения удельного электрического сопротивления (далее – УЭС). УЭС каменно-ледяного материала в данных каменных глетчерах

не превышает 160 кОм·м. Глубина залегания кровли каменно-ледяного материала уменьшается от 6 м до 0,5 м в верхней части профиля.

Удельное электрическое сопротивление пород каменно-ледяного ядра активных генераций криогенных потоков в среднегорье изменяется от 10-15 кОм·м до 160 кОм·м в центре ядра.

### Участок Елангаш

Расположен на склоне северо-западной экспозиции Южно-Чуйского хребта, на правом берегу р. Елангаш, выше устья р. Турой (рисунок 5.14). Участок преимущественно сложен алевролитами и аргиллитами, которые при разрушении формируют крупноглыбовый материал, слагающий тело каменных потоков.

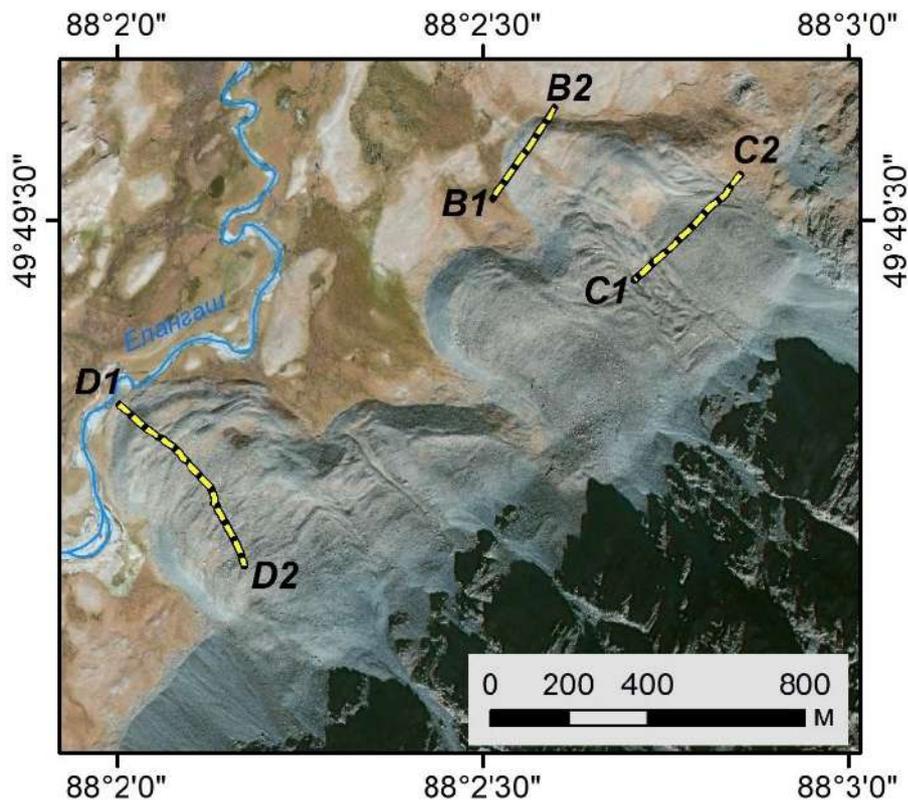


Рисунок 5.14. – Профили электрозондирования на ключевом участке «Елангаш»

На этом участке долины пять каменных глетчеров языкообразной формы; их боковые фронты тесно соприкасаются. Длина отдельных образований колеблется от 270 до 550 м, ширина – от 150 до 370 м. Они берут начало на осыпных склонах, которые рассечены многочисленными ложбинами.

Исследования внутреннего строения проводились на двух криогенных потоках: верхнем (крайнем юго-западном) и нижнем (крайнем северо-восточном).

Верхний – это активный криогенный поток, состоящий из одной генерации; уклон поверхности –  $15^\circ$ . Длина данного потока – около 550 м, максимальная ширина – 370 м. Поверхность сложена обломочным материалом разного размера. Межкаменное пространство части поверхности данного образования заполнено мелкозёмом, а части – свободно от него. Камни находятся в подвижном состоянии. Поверхность криогенного потока осложнена многочисленными валами, расположенными перпендикулярно направлению движения потока. Растительность крайне разреженная; встречаются отдельные кустарники. По периметру всего фронта каменного глетчера имеются многочисленные ключи, источником которых, вероятно, служит лёд внутри массива. Поток спускается к руслу р. Елангаш, подпирая основное русло реки и смещая его к противоположному склону долины на 150 м.

Нижний каменный глетчер состоит из трёх генераций, верхняя (самая молодая) из которых – активная. Поверхностный рельеф этого криогенного потока выражен слабо; его неактивные генерации частично перекрыты соседним каменным глетчером. Общая длина образования не превышает 510 м; длина активной генерации – 253 м, максимальная ширина – 190 м.

Исследование внутреннего строения было проведено на двух поперечных профилях нижнего криогенного потока (профиль В1-В2 пересекает неактивную генерацию каменного глетчера, а профиль С1-С2 – его верхнюю, активную, генерацию), и осевом профиле верхнего криогенного потока.

На профиле электроразведки по линии В1-В2 выявляется кровля и подошва каменно-ледяного материала. Но так как мощность криогенного потока меньше установленной мощности содержащего лед материала, можно сделать вывод, что каменно-ледяное ядро исследуемого образования соприкасается с нижележащими многолетнемерзлыми отложениями и разделить их не представляется возможным (рисунок 5.15).

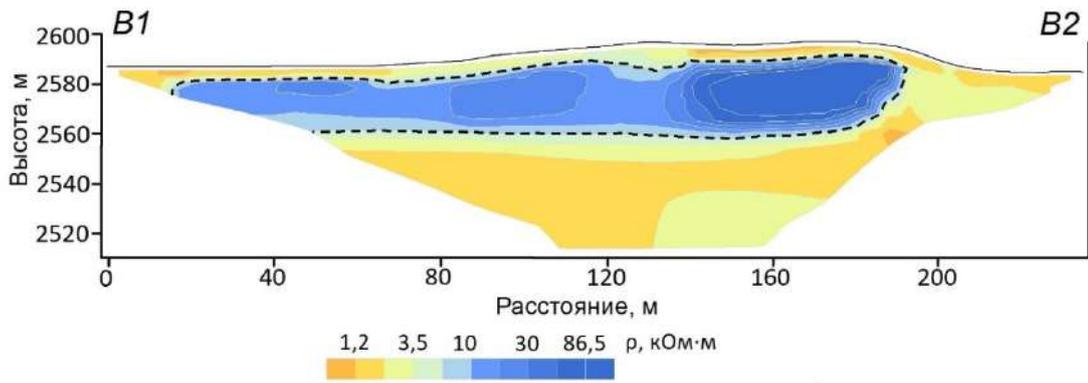


Рисунок 5.15. – Геоэлектрический разрез (поперечный) неактивной генерации криогенного потока в долине р. Елангаш. Пунктиром показана граница каменно-ледяного материала. Расположение профиля показано на рисунке 5.14

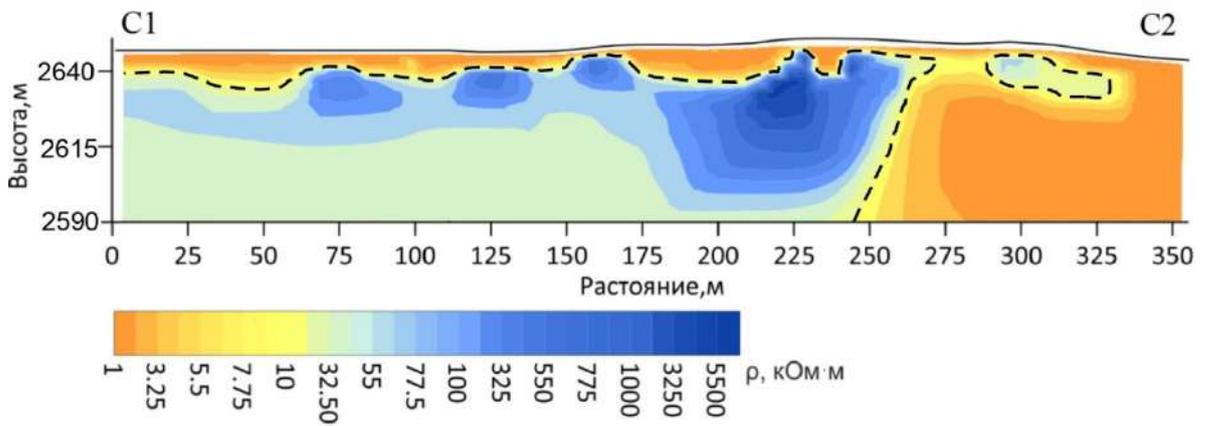


Рисунок 5.16. – Геоэлектрический разрез (поперечный) активной генерации криогенного потока в долине р. Елангаш. Пунктиром показана граница каменно-ледяного материала

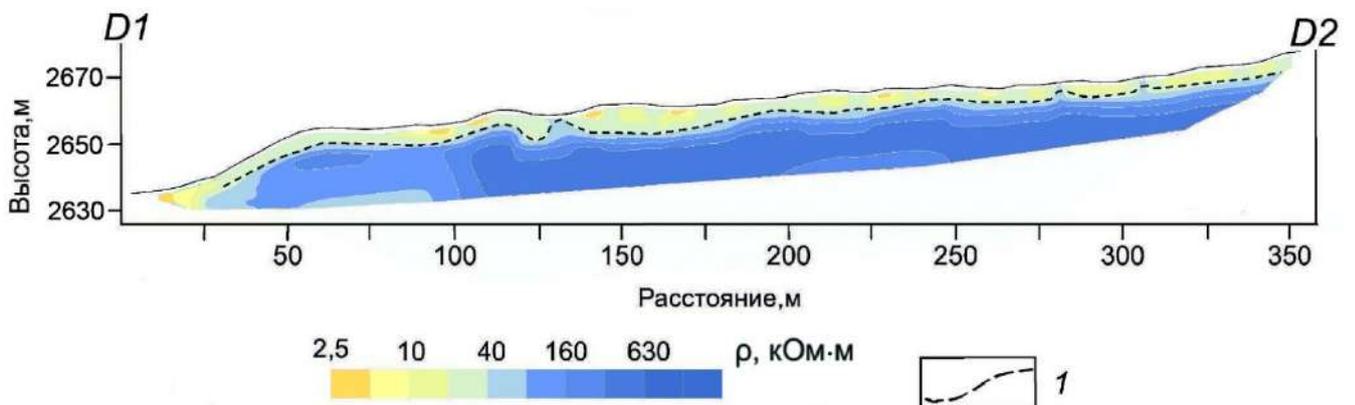


Рисунок 5.17. – Геоэлектрический разрез вдоль оси активного криогенного потока в долине р. Елангаш. Пунктиром (1) показана граница каменно-ледяного материала. Расположение профиля показано на рисунке 5.14

На гипсометрически выше расположенных профилях C1-C2 и D1-D2 установить глубину залегания подошвы каменно-ледяного ядра криогенных потоков не представляется возможным ввиду экранирующего эффекта от слоя-изолятора. Но УЭС каменно-ледяного ядра позволяет утверждать, что льдистость каменно-ледяного ядра активных генераций криогенного потока существенно выше, чем неактивных (рисунки 5.16, 5.17).

### **Участок Джело**

Находится в пределах восточных отрогов Северо-Чуйского хребта, на южном макросклоне, в среднем течении р. Джело (левый приток р. Талдуры, бассейн р. Чуя), на левом берегу троговой долины (рисунок 5.18). Участок сложен конгломератами, песчаником, алевролитами, сланцами, встречаются маломощные пласты известняков. Долина в данном месте изгибается, поворачивая с востока-юго-востока на юго-юго-запад. В пределах данного участка поперёк долины расположена ригельная ступень высотой 12–14 м, представляющая собой монолитный блок горных пород, сверху обработанный ледником (курчавые скалы), с глубоким узким врезом р. Джело. На данном участке долины имеется только один каменный глетчер. Гипсометрически он располагается ниже каменных глетчеров в долине р. Елангаш на 200 м. Образование активное, состоит из одной генерации. Форма в плане – языкообразная; морфология поверхности характеризуется хорошо выраженными поперечными и продольными валами и ложбинами.

Корневая часть каменного глетчера берёт своё начало из материала осыпи; по типу образование относится к криогенным потокам. Первые признаки движения и поверхностных деформаций начинают проявляться на высоте 2442 м. Фронтальная часть потока опускается до 2358 м. Высота фронтального уступа составляет 23 м; его уклон близок к углу естественного откоса ( $35^\circ$ ). Общий уклон поверхности каменного глетчера –  $13^\circ$ ; общая длина – 430 м; максимальная ширина – 265 м.

Язык каменного глетчера выходит на ригельную ступень, которая прорезана рекой; фронтальный уступ подходит вплотную к руслу реки. Его поверхность осложнена многочисленными подковообразными валами, повторяющими по форме линию фронта, а также тремя продольными ложбинами глубиной 3–7 м и

длиной 80–210 м, по характеру растительности которых видно, что они более увлажнённые. Поверхность криогенного потока пересекает тропа. В прифронтальной области имеются водотоки (ключи).

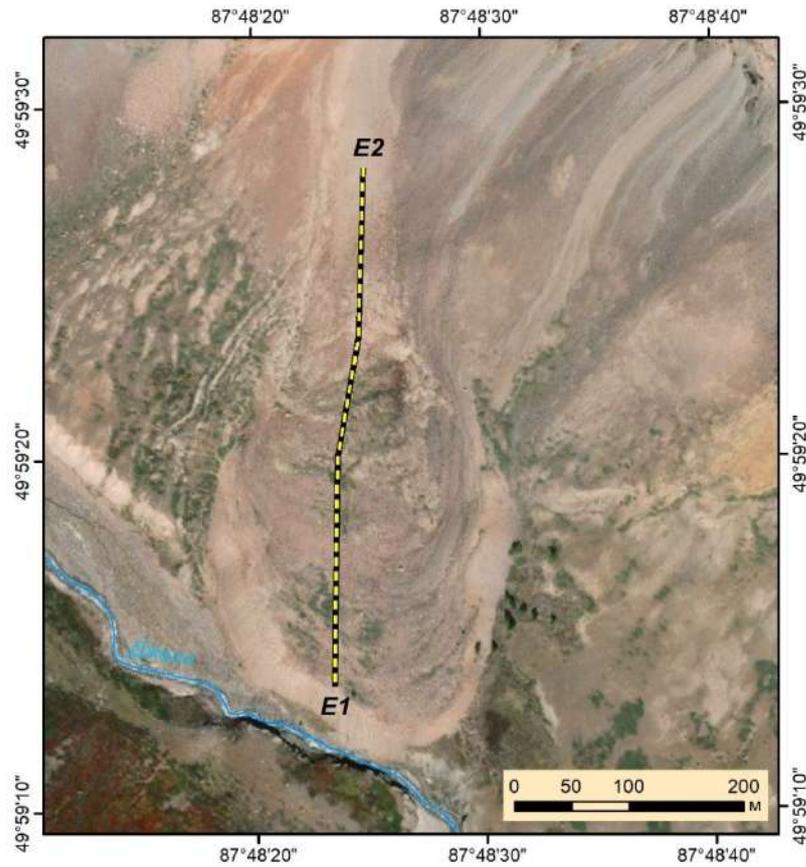


Рисунок 5.18. – Профиль электрозондирования на ключевом участке «Джело»

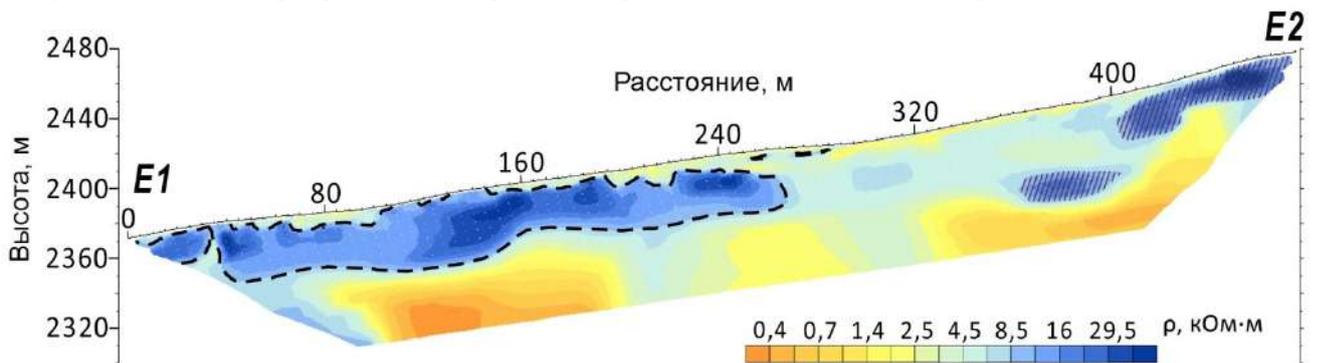


Рисунок 5.19. – Геоэлектрический разрез активного криогенного потока в долине р. Джело. Пунктиром показана граница каменно-ледяного материала. В верхней части профиля штриховкой обозначены выходы коренных пород

Кровля ледяного тела залегает здесь на глубине от 2-3,5 м (рисунок 5.19). Мощность льдосодержащего материала на данном объекте (удельное электрическое сопротивление 15–45 кОм·м) оценивается в 12-15 м. Удельное

электрическое сопротивление рыхлообломочного материала на поверхности каменного глетчера в среднем составляет 2-3 кОм·м.

Таким образом, выявлено, что удельное электрическое сопротивление пород каменно-ледяного ядра активных генераций криогенных потоков в высокогорье изменяется от 32-43 кОм·м до 900–3500 кОм·м в центре ядра.

Отличительные особенности изученных криогенных потоков – разные удельное электрическое сопротивление их внутренних частей и степень консолидации в них льда. Ядро криогенного потока, расположенного на высоте 2642-2649 м, характеризуется значительно большим удельным электрическим сопротивлением (20–3000 кОм·м) по сравнению с сопротивлением каменно-ледяного ядра криогенного потока на высоте 1723-1790 м (10–40 кОм·м). Разница в высотном положении объектов составляет 850 м. Логично предположить, что температура мёрзлых пород на высоте 2600 м значительно ниже, чем на уровне 1790 м. На температуру объектов влияет и экспозиция склона. Таким образом, можно предположить, что аномально большое УЭС каменно-ледяных ядер каменных глетчеров в долинах р. Елангаш (склон северо-западной экспозиции, абс. высота 2585–2677 м) и Джело (склон южной экспозиции, абс. высота 2358–2442 м) связано с их относительно низкой отрицательной температурой. Электрическое сопротивление каменных глетчеров будет определяться в первую очередь сопротивлением льда, которое сильно зависит от температуры, в то время как удельное электрическое сопротивление каменного материала от температуры зависит слабо. Поэтому, используя известную зависимость удельного электрического сопротивления ледникового льда от температуры (Фролов, 1998), мы можем выполнить приблизительную оценку температуры исследуемых каменных глетчеров. Для каменно-ледяных ядер с удельным электрическим сопротивлением около 1000–2000 кОм·м характерна температура порядка  $-5\text{ }^{\circ}\text{C}$ , для каменно-ледяных ядер с сопротивлением 10-40 кОм·м температура составляет  $-0,5 \div -1\text{ }^{\circ}\text{C}$ .

#### **Участок Аккол – Верхний Тураюк**

Долина р. Верхний Тураюк – троговая, ориентирована с запада на восток, небольшая по размеру, имеет протяженность 7,5 км и ширину 2,5-3,5 км (по

водоразделам); дно долины располагается на отметке 2580 м над ур.м. и приподнято на 280-300 м над дном основной долины р. Аккол (т.е. долина является висячей). Максимальные отметки на водораздельной линии не превышают 3730 м над ур.м.; в долине располагаются 4 каровых ледника (№№ 79-82) общей площадью 4,5 кв.км (по данным Каталога..., 1978). Территория долины р. Верхний Тураюк сложена песчаниками, алевролитами, сланцами, в верховьях – диоритами и гранодиоритами. Левая сторона долины (южной экспозиции) имеет в верхней ее части преимущественно осыпные склоны, а нижняя часть имеет террасированный характер – прослеживаются 3 уровня на всем протяжении долины, перекрытые рыхлыми отложениями и задернованные; правая сторона долины (северной экспозиции) представлена отвесными скальными стенами, ледниковым карами, цирками и нивальными нишами; на дне долины прослеживается не менее трех ригельных ступеней равновелико удаленных друг от друга, глубоко прорезанных рекой, один из ригелей в середине долины создает подпруды для озера.

На данном участке проводилось исследование гляциогенного каменного глетчера. Он располагается на левом берегу р. Верхний Тураюк, в нижней части долины, на северном её склоне, берет начало в устье кара из конечного моренного комплекса ледника №79 на отметке 2770 м над ур. м и опускается до отметки 2610 м над ур. м. Гляциогенный поток выходит в долину р. Верхний Тураюк широким фронтом, растекаясь веером, но с общим уклоном вниз по долине, сминая перед своим фронтом в складку высотой 5–10 м отложения противоположенного склона, и погребая под собой реку. Каменный глетчер перегораживает русло реки, но без образования подпруды – вода просачивается вовнутрь криогенного потока, и через 840 м с относительно быстрым течением выходит из-под него в нижней части. Крутые склоны кара создают условия для поступления каменного материала на поверхность ледника и каменного глетчера.

Криогенный поток – активный, имеет длину порядка 570 м (770 м по самой длинной линии тока), ширину – 890 м, общий уклон поверхности 10°, максимальная высота фронта – 20-30 м, его уклон – 37-40°. Площадь данного

образования – 0,35 км<sup>2</sup>. Поверхность каменного глетчера ребристая, с многочисленными валами и ложбинами разного размера (от 1,5–3 м до 10–15 м), незадернованная, каменный материал разного размера (от нескольких сантиметров до 10–15 м) подвижный; межкаменное пространство не занято мелкоземом.

Измерения проводились по профилю, заложенному вдоль одной из осей движения гляциогенного потока, в нижней части его языка (рисунок 5.20).

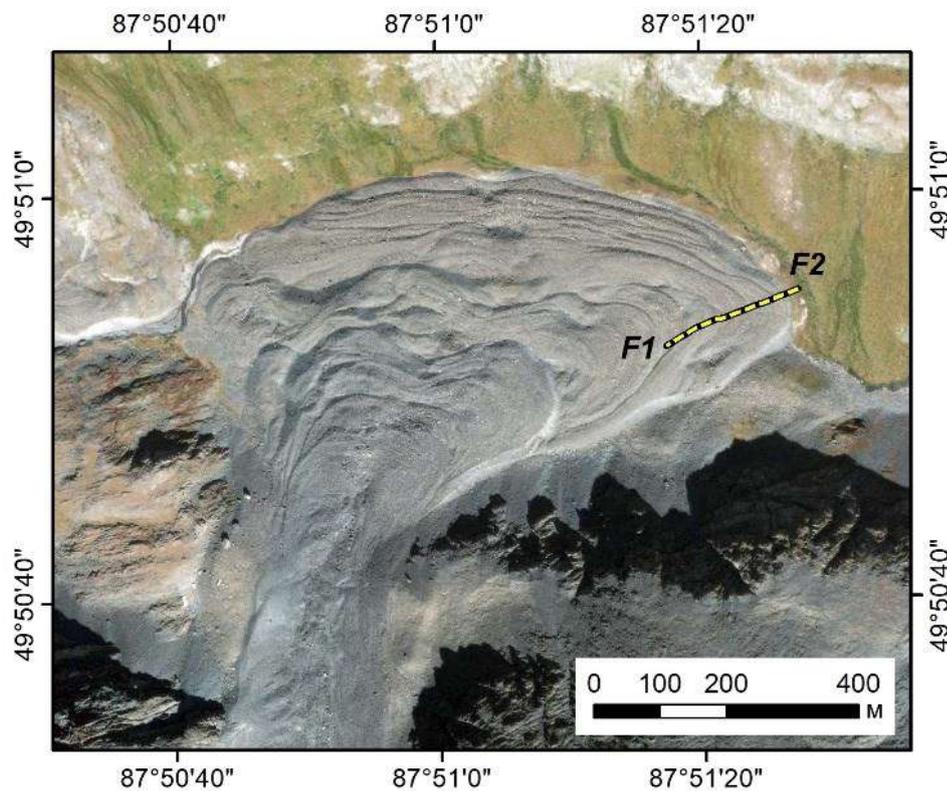


Рисунок 5.20. – Профиль электрозондирования на ключевом участке «Аккол»

Геоэлектрический разрез, полученный на участке «Аккол» представлен на рисунке 5.21. На полученном разрезе можно видеть, что высокоомный слой с УЭС более 20 кОм·м, который интерпретируется как каменно-ледяное ядро каменного глетчера, занимает практически весь профиль. Наличие в центральной части разреза участков с аномально большими значениями УЭС (более 3000 кОм·м) свидетельствует в пользу того, что основу каменно-ледяного ядра данного образования могут составлять линзы чистого льда, унаследованного от ледника. Подошву каменно-ледяного ядра гляциогенного потока, ввиду

экранирующего эффекта от слоя-изолятора, на данном объекте выделить не удалось.

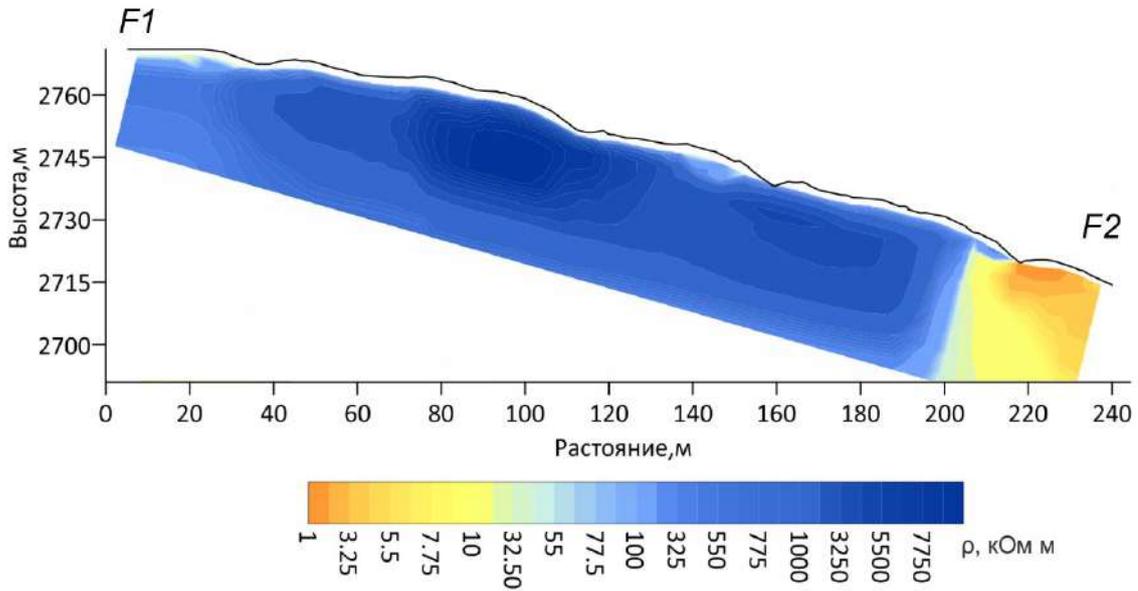


Рисунок 5.21. – Геоэлектрический разрез гляциогенного потока в долине р. Верхний Тураюк (басс. р. Аккол)

По результатам анализа геофизических исследований построена сводная таблица, позволяющая сопоставить характеристики расположения и внутреннего строения каменных глетчеров разных типов на разных высотах (таблица 1).

Сравнение полученных данных с результатами исследований в Швейцарских Альпах (Maurer, 2007) и на Шпицбергене (Farbrot, 2005) показывает сходство внутреннего строения каменных глетчеров в данных регионах и на Алтае. Так, на всех исследованных объектах наблюдается верхний приповерхностный слой с умеренно высоким удельным сопротивлением материала (в пределах нескольких  $\text{k}\Omega\cdot\text{m}$ ), под которым залегает более или менее консолидированное ледяное ядро, величина удельного сопротивления в котором может достигать нескольких сотен  $\text{k}\Omega\cdot\text{m}$ . Анализ геоэлектрических разрезов каменных глетчеров показывает, что увеличение мощности активного слоя преимущественно приурочено к межгрядовым понижениям, а также к корневой (приосыпной) части образований.

**Таблица 1.** Характеристика каменных глетчеров по данным электротомографии

Участок	«Сукор»			«Елангаш»			«Джелю»	«Аккол»
Тип КГ	Криогенные потоки			Криогенные потоки			Криогенный поток	Гляциогенный поток
Динамическая активность	Неактивные		Акт.	Неакт.	Активные		Активный	Активный
Профиль	A <sub>1</sub> -A <sub>2</sub>	A <sub>2</sub> -A <sub>3</sub>	A <sub>3</sub> -A <sub>4</sub>	B <sub>1</sub> -B <sub>2</sub>	C <sub>1</sub> -C <sub>2</sub>	D <sub>1</sub> -D <sub>2</sub>	E <sub>1</sub> -E <sub>2</sub>	F <sub>1</sub> -F <sub>2</sub>
Характеристика								
Высотное положение профиля, м	1723-1790	1766-1838	1824-2005	2585-2597	2642-2649	2631-2677	2358-2442	2715-2770
Экспозиция склона	СВ	СВ	СВ	СЗ	СЗ	З	Ю	С
Глубина залегания кровли каменно-ледяного материала, м	5-15	5-10	2,5-5	5-10	3-6	2-4	2-3,5	1,5-2
Мощность каменно-ледяного ядра, м	>15	15	10-15	30**	>10	>18	12-15	>15
УЭС* активного слоя, кОм·м	0,1-2	1-2	2	1,2-3	1-2	1-5	2-3	-
УЭС* каменно-ледяного ядра, кОм·м	10-40	10-40	20-160	10-100	20-3000	40-1100	15-45	20-3000, и >

\* УЭС – удельное электрическое сопротивление

\*\* Вероятнее всего – это суммарная мощность каменно-ледяного ядра каменного глетчера и нижележащих многолетнемерзлых отложений

Таким образом, применение метода электротомографии при исследовании внутреннего строения каменных глетчеров позволяет по аномально высокому удельному электрическому сопротивлению (>10-20 кОм·м) установить наличие в них мёрзлых грунтов и льда и верхнюю, а иногда и нижнюю границы их залегания. Однако не всегда удаётся определить мощность каменно-ледяного образования, а также оценить степень его консолидации, что затрудняет расчёты объёма содержания льда.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основе проведенных исследований были сформулированы следующие выводы:

1. К настоящему времени накоплен существенный объём знаний о каменных глетчерах по всему миру, и он регулярно пополняется. Тем не менее существуют слабо проработанные вопросы, в частности: внутреннее строение данных образований, связь их генезиса с морфологией и внутренним строением, сопряженность данных форм рельефа с природными условиями их формирования в отдельных регионах, которые и были рассмотрены в данной работе.

2. Одним из вопросов, вызывающих споры между гляциологами и геокриологами остаётся терминология, используемая для обозначения исследуемых образований. На основе классификаций каменных глетчеров различных авторов, а также собственных исследований разработана система терминов, дополнена и уточнена морфогенетическая классификация каменных глетчеров для территории Алтая. Основываясь на генезисе ледяного ядра и источнике каменного материала предложено выделять два основных типа каменных глетчеров: гляциогенный поток и криогенный поток и один промежуточный тип – каменный глетчер смешанного генезиса. Предложено ввести дополнительный элемент классификации – единовременность формирования, который позволяет судить о генезисе и этапах формирования и развития каменных глетчеров.

3. Ведущими факторами, влияющими на распространение каменных глетчеров на территории Центрального Алтая, являются гипсометрический, орографический и климатический. При продвижении с запада на восток Центрального Алтая происходит повышение средней высоты расположения днищ долин, а также аридизация и усиление континентальности климата. Это способствуют тому, что средняя высота формирования гляциогенных и криогенных потоков возрастает с запада на восток: у криогенных потоков – с 2250 м до 2730 м; у гляциогенных потоков – с 2310 м до 2890 м. Также было

установлено, что экспозиционная приуроченность склонов оказывает влияние на внутреннее строение (на глубину залегания каменно-ледяного ядра) и на среднюю высоту распространения объектов (на склонах южной экспозиции она выше, чем на северных склонах).

4. Разработана методика выделения границ и проведено картографирование каменных глетчеров на основе данных ДЗЗ и полевых исследований. Основными дешифровочными признаками служат следующие морфологические особенности каменных глетчеров: в плане подковообразная выпуклая натечная формы, фронтальный уступ заканчивающийся осыпным шлейфом, напорные и ударные валы у его основания, натечные ступени, придающий характерный ложбинно-грядовый рельеф, наличие во фронтальной их части ручьев и ключей. Основными дешифровочными признаками при выделении верхних границ криогенных потоков служат изменение уклона поверхности, характер лишайникового покрова (влияющий на цвет отложений), гранулометрический состав обломков.

5. На территории Центрального Алтая было выделено 3180 объектов общей площадью 312,5 км<sup>2</sup>; большая их часть (88%) относится к криогенным потокам, т.е. не имеет генетической связи с современным оледенением. Пять каменных глетчеров на территории Центрального Алтая имеют площадь, превышающую 1 км<sup>2</sup>: это гляциогенный поток на южном макросклоне Катунского хребта, криогенный поток на его северном макросклоне (это также самый длинный каменный глетчер Центрального Алтая – 5,6 км), каменный глетчер смешанного генезиса на северном макросклоне Катунского хребта, а также криогенный поток и каменный глетчер смешанного генезиса, расположенные на Южно-Чуйском хребте. Средняя же площадь каменных глетчеров составляет 0,1 км<sup>2</sup>.

Более 50% каменных глетчеров образовались у подножия склонов, т.к. здесь скапливается и сюда регулярно поступает наибольшее количество обломочного материала.

Всего 1,5% каменных глетчеров Центрального Алтая расположены на территориях, не затронутых позднеплейстоценовым и голоценовым оледенением. Часть из них сформировались из материала неоплейстоценового оползне-обвала,

часть приурочена к древнеледниковым карам, сформированным более ранними стадиями оледенения.

Активные каменные глетчеры на территории Центрального Алтая встречаются в высотном диапазоне от 1278 до 3185 м н.у.м.; но большая их часть (более 90%) приурочена к высотам 2200 – 3000 м над н.у.м.

6. С увеличением высотного положения криогенных потоков отмечается возрастание УЭС каменно-ледяного материала, что, при сопоставимом объёме каменно-ледяных ядер каменных глетчеров в среднегорной и высокогорной области, говорит о том, что высокогорные образования имеют более высокую степень консолидации ледяного материала, а значит более высокую льдистость; это непосредственно связано с уменьшением среднегодовых температур. Более высокие значения УЭС у гляциогенных потоков (по сравнению с криогенными потоками) свидетельствует в пользу того, что основу каменно-ледяных ядер данных образований составляют линзы чистого льда, унаследованные от ледников.

Экспозиционная приуроченность объектов практически не влияет на значения УЭС, но отражается на глубине залегания каменно-ледяных ядер каменных глетчеров.

Наличие хорошо выраженных положительных форм рельефа на поверхности каменных глетчеров чаще всего предполагает наличие в его структуре нескольких ядер консолидации ледокаменного материала; положительные морфоскульптуры чаще всего совпадают с их расположением в теле исследуемых образований, хотя иногда наблюдается инверсия.

Суммарная площадь выявленных каменных глетчеров в настоящее время в 2 раза меньше суммарной площади оледенения Алтая, что говорит об их существенном воздействии на перигляциальные геосистемы, которое со временем, при сохранении современных темпов деградации ледников, будет только возрастать. Полученные данные могут быть использованы для исследования водозапасов территории, в территориальном планировании,

инженерной геологии, при составлении и уточнении региональных тематических карт (геоморфологической, ландшафтной, палеогеографической и пр.), для реконструкции развития территории.

**СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ**

БАС – беспилотная авиационная система (системы)

БПЛА – беспилотный летательный аппарат

ДДЗ – данные дистанционного зондирования

ДЗЗ – дистанционное зондирование Земли

ГИС – геоинформационные системы

ММП – многолетнемерзлые породы

КГ – каменный глетчер

ГП – гляциогенный поток

КП – криогенный поток

СГ – каменный глетчер смешанного генезиса

УЭС или  $\rho$  – удельное электрическое сопротивление

**СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ И ИСТОЧНИКОВ**

1. Агатова, А.Р. Постледниковое развитие долины реки Аккол, Южно-Чуйский хребет (Юго-Восточный Алтай) / А.Р. Агатова // Геоморфология. - 1999. - № 2. - С. 52-59.
2. Алтайский край: в 2-х томах. – Москва : Главное управление геодезии и картографии. – Том 1 : атлас / ред. И. С. Процюк. – 1978. – 222 с.: карты.
3. Атлас Алтайского края. – Москва: Комитет геодезии и картографии СССР. – 1991. – 36 с.: карты.
4. Буланов, С.А. Морфоскульптура долины р. Маашей (Центральный Алтай) / С.А. Буланов // Геоморфология и палеогеография, 2013. – № 2. – С. 51-61.
5. Володичева, Н.А. Каменные глетчеры Приэльбрусья (Центральный Кавказ) /Н.А. Володичева// География, общество и окружающая среда. – М.: Издательский дом «Городец», 2004. – Том 1. – С. 357-366.
6. Всероссийский научно-исследовательский институт гидрометеорологической информации – Мировой центр данных [Электронный ресурс]: Код доступа: [meteo.ru](http://meteo.ru). – Загл. с экрана.
7. Галанин, А.А. Каменные глетчеры северо-востока Азии / А.А. Галанин, О.Ю. Глушкова // МГИ. – Вып. 98. – 2004. – С. 30-43.
8. Галанин, А.А. Морфогенетические типы каменных глетчеров Северо-Востока / А.А. Галанин // Материалы XII Совещания географов Сибири и Дальнего Востока. – Владивосток: Тихоокеан. ин-т географии, 2004а. – С. 103-105.
9. Галанин, А.А. Комплексные каменные глетчеры – особый тип горного оледенения Северо-Востока России / А.А. Галанин // Вестн. ДВО РАН, 2005. – №5. – С. 59-70.
10. Галанин, А.А. Каменные глетчеры: история изучения и современные представления / А.А. Галанин // Вестник СВНЦ ДВО РАН, 2008а. –№ 3. – С. 17-28.

11. Галанин, А.А. ГИС и электронная карта «Каменные глетчеры Северо-Востока России» / А.А. Галанин // Современные информационные технологии для научных исследований: материалы Всероссийской конференции. – Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 2008б. – С. 131-132.
12. Галанин, А.А. Каменные глетчеры северо-востока Азии: картографирование и географический анализ / А.А. Галанин // Криосфера Земли, 2009. – Т. XIII. – № 4. – С. 49–61.
13. Галанин, А.А. Каменные глетчеры: вопросы терминологии и классификации / А.А. Галанин // Вест. СВНЦ ДВО РАН, 2010. – № 4. – С. 2-11.
14. Галанин, А.А. Новые данные о внутреннем строении, гидрологическом режиме и реологии каменных глетчеров Северного Тянь-Шаня – источников катастрофических ледово-грязекаменных селей / А.А. Галанин, В.В. Оленченко, И.И. Христофоров // Фундаментальные и прикладные проблемы гидрогеологии. Якутск: Издательство Института мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, 2015. – С. 369-375.
15. Геокриология СССР. Горные страны юга СССР / Под ред. Э.Д. Ершова. – М.: Недра, 1989. – 359 с.
16. Глазовский, А.Ф. Каменные глетчеры (состояние проблемы) / А.Ф. Глазовский // Криогенные явления высокогорий. – Новосибирск, Наука, 1978. – С. 73-82.
17. Гляциологический словарь / Под ред. Котлякова В.М. – Ленинград: Гидрометеиздат, 1984. – 527 с.
18. Горбунов, А.П. Криогенные явления Памиро-Алая / А.П. Горбунов // Криогенные явления высокогорий. – Новосибирск, Наука, 1978. – С. 5-25.
19. Горбунов, А.П. Каменные глетчеры гор Средней Азии / А.П. Горбунов, С.Н. Титков. – Якутск, Ин-т мерзлотоведения СО АН СССР, 1984. – 164 с.
20. Горбунов, А.П. Каменные ледники / А.П. Горбунов // Новосибирск: НАУКА, 1988. – 164 с.

21. Горбунов, А.П. Каменные глетчеры гор Средней Азии / А.П. Горбунов, С.Н. Титков// Якутск, ИМЗ СО АН СССР, 1989, 164 с.
22. Горбунов, А.П. Каменные глетчеры Азиатской России/ А.П. Горбунов // Криосфера Земли, 2006. – Т. X. – № 1. – С. 22–28.
23. Горбунов, А.П. Каменные глетчеры Азиатской России /А.П. Горбунов //Криосфера Земли, 2006а, т. X, №1, с. 22–28.
24. Горбунов, А.П. Каменные глетчеры Мира: общее обозрение // Криосфера Земли. – 2008. – № 2. – С. 65-74.
25. Горбунов, А.П. Каменные глетчеры Казахстанского Алтая / А.П. Горбунов // Вопросы географии и геоэкологии. – 2011. – № 4. – С. 23-26.
26. Горбунов, А.П. Крупнейший в Тянь-Шане комплексный каменный глетчер / А.П. Горбунов, Э.В. Северский // Геоморфология, 2000. – №3.– С. 48-54.
27. Горбунов, А.П. Скорости движения и деформации каменных глетчеров / А.П. Горбунов, Э.В. Северский // Криосфера Земли, 2010, т. XIV. – № 1. – С. 69-75.
28. Горбунов, А.П. География каменных глетчеров и их аналогов в Евразии/ А.П. Горбунов, И.А. Горбунова// Алматы, 2013.
29. Гравис, Г.Ф. Гольцовый лед и закономерности его образования / Г.Ф. Гравис// Подземный лед. – Вып.2. – Москва, МГУ, 1965. – С. 100-112.
30. Докукин, М.Д. Каменные глетчеры Кавказа как селевые очаги / М.Д. Докукин // Труды ВГИ. Физика снега, лавины, сели. – М.: Гидрометеиздат, 1987. – С. 33-42.
31. Долгушин, Л.Д. Ледники / Л.Д. Долгушин, Г.В. Осипова. – М.: Мысль, 1989. – 447 с.
32. Дьякова, Г.С. Опыт создания каталога каменных ледников верхней части бассейна Катунь /Г.С. Дьякова, О.В. Останин// Сборник материалов международной конференции «VII Жандаевские чтения»: «Геоэкологические и геоинформационные аспекты в исследовании природных условий и ресурсов науками о Земле». – Алматы: КазНУ, 2013.

33. Дьякова, Г.С. Каталог гляциально-мерзлотных каменных образований Алтая /Г.С. Дьякова, О.В. Останин// Материалы XXXIII Пленума Геоморфологической Комиссии РАН по научной проблеме «Геоморфология и картография». – Саратов, 2013.
34. Дьякова, Г.С. Каталогизация гляциально-мерзлотных каменных образований бассейна р. Чуя /Г.С. Дьякова, О.В. Останин// Материалы I-й Международной конференции «Развитие регионов в 21 веке». – Владикавказ, 2013.
35. Дьякова, Г.С. Каталогизация гляциально-мерзлотных каменных образований в бассейнах рек Юстыт и Бар-Бургазы (Восточный Алтай) /Г.С. Дьякова, О.В. Останин// Сборник научных статей международной молодежной школы-семинара «Ломоносовские чтения на Алтае», Барнаул, 5-8 ноября, 2013: в 6 ч. – Барнаул: Изд-во Алт. ун-та, 2013. – Ч. V. – 431 с.
36. Заморуев, В.В. Каменные потоки в Катунском хребте (Центральный Алтай) / В.В. Заморуев // Материалы по четвертичной геологии и геоморфологии, вып. 5. – Л., 1963. – С. 126-133.
37. Заморуев, В.В. О строении и происхождении каменных глетчеров / В.В. Заморуев// Изв. Всесоюз. геогр. о-ва, 1981. – Т. 113. – Вып. 6. – С. 479–484.
38. Ивановский, Л.Н. Каменные глетчеры и их возраст на Алтае/ Л.Н. Ивановский // Вопр. динамической геоморфологии. Иркутск, 1977. С. 125–137.
39. Ивановский, Л.Н. Гляциальная геоморфология гор (на примере Сибири и Дальнего Востока) / Л.Н. Ивановский. – Новосибирск, «Наука», 1981. – 172 с.
40. История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. Алтае-Саянская горная область / Отв. ред. Стрелков С.А., Вдовин В.В. – М.: Наука, 1969. – 416 с.
41. Каталог ледников СССР. Том 15. Алтай и Западная Сибирь. Выпуск 1. Горный Алтай и Верхний Иртыш. Часть 6. Бассейн р. Чуи / Под. ред. В.С. Ревякина, М.А. Душкина. – Л.: Гидрометеиздат, 1977. – 46 с.

42. Котляков, В.М. Толковый двуязычный словарь по географии / В.М. Котляков, А.И. Комарова. – М.: АНО «Диалог культур», 2012. – 768 с.
43. Лапковская, А.А. Строение каменного глетчера Сукорского обвала (Горный Алтай) по данным электротомографии / А.А. Лапковская, В.В. Оленченко, В.В. Потапов, А.Н. Шеин, Е.С. Горностаева, Д.И. Губин // Арктика, Субарктика: мозаичность, контрастность, вариативность криосферы: Тр. междунар. конф. Тюмень: Издательство «Эпоха», 2015. – С. 195-198.
44. Лебедева, Л.С. О влиянии динамики каменных глетчеров на сток в бассейне р. Улкен Алматы (Большая Алматинка), Северный Тянь-Шань / Л.С. Лебедева, В.П. Капица, Ж.Д. Такибаев и др. // Лед и Снег, 2024. – №1. – С. 54-65.
45. Михайлов, Н.Н. «Каменные глетчеры» Алтая как форма криогенно-склоновых и гляциальных процессов / Н.Н. Михайлов, О.В. Останин// Изв. АлтГУ. Сер. «География», 2004. – Вып. 3 (33). – С. 61-65.
46. Михайлов, Н.Н. Гляциально-мерзлотные каменные образования Алтая и их изменения / Н.Н. Михайлов, О.В. Останин, К. Фукуи// Вестник СПбГУ. Сер. 7. Геология, география. №3, 2007.
47. Михайлов, Н.Н. Гляциально-мерзлотные каменные образования Алтая и их изменения / Н.Н. Михайлов, О.В. Останин, К. Фукуи // Лед и снег, 2009. – № 107. – С. 97-102.
48. Модина, Т.Д. Климаты Республики Алтай / Т.Д. Модина. – Новосибирск: изд. НПУ, 1997. – 177 с.
49. Модина, Т.Д. Климат и агроклиматические ресурсы Алтая / Т.Д. Модина, М.Г. Сухова. – Новосибирск, 2007. – 180 с.
50. Мудров, Ю.В. Мерзлотные явления в криолитозоне равнин и гор / Ю.В. Мудров. – М.: Научный мир, 2007. – 316 с.
51. Мягков, С.М. Каменные глетчеры Трансантарктических гор /С.М. Мягков // Антарктика, 1981. – Вып. 20. – С. 89–92.
52. Научно-прикладной справочник по климату СССР. Сер. 3: Многолетние данные. – СПб., 1993. – Вып. 20.

53. Огуреева, Г.Н. Ботаническая география Алтая / Г.Н. Огуреева. – М.: Наука, 1980. – 189 с.
54. Окишев, П.А. Рельеф и оледенение Русского Алтая / П.А. Окишев. – Томск: Изд-во Том. ун-та, 2011. – 382 с.
55. Останин, О.В. Современные изменения высокогорных геосистем (на примере Центрального и Юго-Восточного Алтая) / О.В. Останин. – дисс. на соискание уч. степени канд. геогр. наук. – Барнаул, 2007.
56. Останин, О.В. Гляциально-мерзлотные каменные образования Центрального Алтая / О.В. Останин, Г.С. Дьякова // «Известия АлтГУ». – Барнаул, 2013.
57. Останин, О.В. Морфодинамическая классификация каменных глетчеров Алтая / О.В. Останин, Г.С. Дьякова // География и природопользование Сибири. – Барнаул: Изд-во Алт. ун-та, 2013. – Вып. 16.
58. Останин, О.В. Современные изменения высокогорных геосистем (на примере Центрального и Юго-Восточного Алтая) / О.В. Останин, Н.Н. Михайлов. – Барнаул: Издательство Алтайского ун-та, 2014. – 171 с.
59. Ревякин, В.С. Горноледниковые бассейны Алтая / В.С. Ревякин, В.П. Галахов, В.П. Голещихин. – Томск: Издательство Томского университета, 1979. – 309 с.
60. Рельеф Алтае-Саянской горной области / Г.А. Чернов, В.В. Вдовин, П.А. Окишев и др. – Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1988. – 206 с.
61. Ресурсы поверхностных вод СССР. Том 15. Алтай и Западная Сибирь. Выпуск 1. Горный Алтай и Верхний Иртыш. Часть 1 / Под. ред. Семенова В.А. – Л.: Гидрометеорологическое издательство, 1969. – 318 с.
62. Рогожин, Е.А. Очаговые зоны сильных землетрясений Горного Алтая в голоцене / Е.М. Рогожин, С.Г. Платонова. – М.: ОИФЗ РАН, 2002. – 130 с.
63. Романовский, Н.Н. Основы криогенеза литосферы / Н.Н. Романовский. – М.: Изд-во МГУ, 1993. – 336 с.
64. Романовский, Н.Н., Курумы гольцового пояса гор / Н.Н. Романовский, А.И. Тюрин, Д.О. Сергеев и др. – Новосибирск : Наука, СО, 1989. – 152 с.

65. Самойлова, Г.С. Типы ландшафтов гор Южной Сибири / Г.С. Самойлова. – М.: МГУ, 1973. – 55 с.
66. Самойлова, Г.С. Ландшафтная структура физико-географических регионов Горного Алтая / Г.С. Самойлова // Ландшафтоведение: теория и практика (вопросы географии). – М., 1982. – С. 154-164.
67. Севастьянов, В.В. Климат высокогорных районов Алтая и Саян. – Томск: Издательство Томского университета, 1998. – 201 с.
68. Сейнова, И.Б. Каменные глетчеры – источники зарождения селей в бассейне р. Чегем / И.Б. Сейнова, Т.Н. Мезенина // МГИ. – Вып. 60. – М., 1987. – С. 179-183.
69. Слово о карте. Geography.su: Страны и народы мира [Электронный ресурс]: Код доступа <http://geography.su/books/item/f00/s00/z0000000/st034.shtml>. – Загл. с экрана.
70. Соломина, О.Н. Горное оледенение Северной Евразии в голоцене /О.Н. Соломина. – М.: Научный мир, 1999. 272 с.
71. Сухова, М.Г. Климаты ландшафтов Горного Алтая и их оценка для жизнедеятельности человека / М.Г. Сухова, В.И. Русанов / Новосибирск: Издательство СО РАН. – 2004. – 150 с.
72. Тараканов, А.Г. Особенности распространения и условия развития каменных глетчеров в высокогорье Тянь-Шаня / А.Г. Тараканов// МГИ. – Т. 51. – М., 1984. – С. 81-88.
73. Тараканов, А.Г. Каменные глетчеры в долинах внутреннего Тянь-Шаня и Терской Алатау // МГИ. – Вып. 61. – М., 1988. – с. 130-133.
74. Тараканов, А.Г. О питании каменных глетчеров Тянь-Шаня / А.Г. Тараканов // МГИ. – М., 1989. – С. 175-183.
75. Уошборн, А.Л. Мир холода / А.Л. Уошборн. – М.: Прогресс, 1988. – 384 с.
76. Ухналев, В.А. Криоморфогенез в перигляциальном поясе Заилийского Алатау / Дисс. на соискание уч. степени канд. геогр. Наук. – Географ, фак-т МГУ, 1991. – 175 с.

77. Черных, Д.В. Ландшафты Алтая (Алтайский край и Республика Алтай) [Карта] /Д.В. Черных, Г.С. Самойлова. – Новосибирск: ФГУП Новосибирская картографическая фабрика, 2011.
78. Чистяков, К.В. Современное состояние и динамика нивально-гляциальных систем массивов Монгун-Тайга и Таван-Богдо-Ола / К.В. Чистяков, Д.А. Ганюшкин, Ю.Н. Курочкин // Лед и Снег, 2015. – №1 (129). – С. 49-60.
79. Шац, М.М. Геокриологические условия Алтае-Саянской горной страны / М.М. Шац. – Новосибирск: Наука, 1978.
80. Arenson, L.U. Characteristics of two Rock Glaciers in the Dry Argentinean Andes Based on Initial Surface Investigations / L.U. Arenson; S. Pastore; D. Trombotto; S. Bölling; M.A. Quiroz; X.L. Ochoa // Proceedings of the 63rd Canadian Geotechnical Conference. – Calgary; Año: 2010; p. 1501 – 1508.
81. Barsch, D. Rock Glaciers: an approach to their systematic / D. Barsch, J.R. Giadrino, J.F. Shroder, J.D. Vitek et al.// Rock glaciers. London: Allen & Unwin, 1987. – P. 41-44.
82. Barsch, D. Rockglaciers / D. Barsch // Advances in periglacial geomorphology, 1988. – 69-90 p.
83. Barsch, D. Permafrost creep and rockglaciers / D. Barsch // Permafrost and Periglacial Processes, 1992. – № 3. – P. 175-188.
84. Barsch, D. Rockglaciers / D. Barsch //Berlin, Springer-Verlag, 1996. – 331 p.
85. Brighenti, S. Ecosystem shifts in Alpine streams under glacier retreat and rock glacier thaw: A review / S. Brighenti, M. Tolotti, M.C. Bruno, G. Wharton, M.T. Pusch, W. Bertoldi // Sci. Total Environ. – 2019. – № 675. – P. 542-559.
86. Brown, J. Circum-Arctic map of permafrost and ground-ice conditions/ J. Brown, O.J. Ferrians Jr., J.A. Heginbottom, E.S. Melnikov// 1997. – Код доступа: <https://pubs.usgs.gov/publication/cp45>. – <https://doi.org/10.3133/cp45>.
87. Corte, A.E. Rock glaciers/ A.E. Corte // Biul. Peryglacjalny, 1976. – № 26. – P. 175-197.

88. Corte, A.E. Rock glacier taxonomy / A.E. Corte // *Rock glaciers*. London: Allen & Unwin, 1987. – P. 27-39.
89. Evin M., Fabre D., Johnson P. Electrical Resistivity Measurements on the Rock Glaciers of Grizzly Creek, St Elias Mountains, Yukon // *Permafrost and Periglacial Processes*. 1997. – № 8. – P. 179–189.
90. Farbrot H., Isaksen K., Eiken T., Kaab A., Sollid J.L. Composition and internal structures of a rock glacier on the strandflat of western Spitsbergen, Svalbard // *Norsk Geografisk Tidsskrift–Norwegian Journ. of Geography*, 2005. – V. 59. – P. 139-148.
91. Fukui, K. The lower limit of mountain permafrost in the Russian Altai Mountains/ K. Fukui, Y. Fujii, N. Mikhailov, O. Ostanin, G. Iwahana// *Permafrost and Periglacial Processes: Volume 18, Issue 2, April/June 2007*. – P. 129-136.
92. Giardino, J.R. Rock glacier rheology: a preliminary assessment / J.R. Giardino, J.D. Vitek // *V Intern. Conf. on Permafrost*. – Tapir, Trondheim, Norway, 1989. – P. 744-748.
93. Gorbunov, A.P. Dynamics of rock glaciers of the Northern Tien Shan and the Djungar Ala Tau, Kazakhstan / A.P. Gorbunov, S.N. Titkov, V.G. Polyakov // *Permafrost and Periglacial Processes*, 1992. – Vol. 3. – No. 1. – P. 29-39.
94. Haeberli, W Discriminating viscous creep features (rock glaciers) in mountain permafrost from debris-covered glaciers – a commented test at the Gruben and Yerba Loca sites, Swiss Alps and Chilean Andes / W. Haeberli, L.U. Arenson, J. Wee, C. Hauck, N. Moelg // *The Cryosphere*. –2024. – Vol.18: 1669–1683. doi:10.5194/tc-18-1669-2024.
95. Hauck, C. Frozen ground monitoring using DC resistivity tomography // *Geophys. Research Letters*. 2016. – V. 29. – № 21. – P. 121-124.
96. Johnson, R.G. Mass movement of ablation complexes and their relationship to rock glaciers / R.G. Johnson // *Geografiska Annaler*. – 1974. – N 56A. – P. 93-101.
97. Jones, D. Rock glaciers represent hidden water stores in the Himalaya / Jones D., Harrison S., Anderson K., Shannon S., Betts R. // *Sci. Total Environ*. – 2021. – № 793. – <https://doi.org/10.31223/osf.io/js7ue>.

98. Kenner, R. How rock glacier hydrology, deformation velocities and ground temperatures interact: Examples from the Swiss Alps / R. Kenner, L. Pruessner, J. Beutel, P. Limpach, M. Phillips // *Permafrost and Periglacial Processes*. – 2020. – № 31. – P. 3-14.
99. Krainer, K. Aktive Blockgletscher als Transportsysteme für Schuttmassen im Hochgebirge/ K. Krainer, W. Mostler // *Geoforum Umhausen*. – 14-16. okt. 1999. – P. 12-13.
100. Krainer, K. Reichenkar rock glacier: A glacier derived debris-ice system in the Western Stubai Alps, Austria/ K. Krainer, W. Mostler// *Permafrost and Periglacial Processes*, 2000. – Vol. 11. – P. 267–275.
101. Leopold, M. Internal Structure of the Green Lake 5 Rock Glacier, Colorado Front Range, USA / M. Leopold, M.W. Williams, N. Caine, J. Volkel, D. Dethier // *Permafrost and Periglacial Processes*, 2011.
102. Luckman, B.H. Distribution and characteristics of rock glaciers in the southern part of Jasper National Park, Alberta / B.H. Luckman, K.J. Crockett // *Can. J. Earth Sci.*, 1978. – No. 15. – P. 540–550.
103. Martin, H.E. A glacier icecored rock glacier, Tröllaskagi, Iceland / H.E. Martin, W.B. Whalley // *Jökull*, 1987. – № 37. – P. 49- 55.
104. Maurer H., Hauck C. Geophysical imaging of alpine rock glaciers // *Journ of Glaciology*. 2007. – V. 180. – P. 110–118.
105. Millar, C.I Geographic, hydrological, and climatic significance of rock glaciers in the Great Basin, USA / C.I. Millar, R.D. Westfall // *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*. – 2019. – V. 51, №1. – P. 232-249. – DOI: 10.1080/15230430.2019.1618666.
106. Olyphant, G.A. Computer simulation of rock glacier development under viscous and pseudoplastic flow / G.A. Olyphant// *Geol Soc Am Bull* 94:499-505, 1983.
107. Potter, N. Ice-cored rock glacier, Galena Creek, northern Absaroka Mountains, Wyoming / N. Potter // *Geological Society of America Bulletin*, 1972. – № 83. – P. 3025-3057.
108. *Rock Glaciers* // Boston, Allen and Unwin, 1987. – 355 p.

109. Rock Glacier Velocity: An Essential Climate Variable Quantity for Permafrost / Y. Hu, L. Arenson, Ch. Barboux et al. // *Reviews of Geophysics*, 2025, 63 (1). doi: 10.1029/2024RG000847.
110. Schaffer, N. Rock glaciers as a water resource in a changing climate in the semiarid Chilean Andes / N. Schaffer, S. MacDonell, M. Réveillet // *Reg Environ Change*. – 2019. – № 19. – P. 1263-1279.
111. Trombotto, D. Rock glaciers in the Southern Central Andes (app. 33° - 34 ° S), Cordillera Frontal, Mendoza, Argentina / D. Trombotto, E Buk, J. Hernandez // *Bamberger Geographische Schriften*. – V. 19. – P. 145-173.
112. Wagner, T. Active rock glaciers as shallow groundwater reservoirs, Austrian Alps / T. Wagner, A. Brodacz, K. Krainer, G. Winkler // *Grundwasser*. – 2020. – № 25. – P. 215-230.
113. Wahrhaftig, C. Rock glaciers in the Alaska Range / C. Wahrhaftig, A. Cox // *Geological Society of America Bulletin*, 1959. – N 70. – P. 383-435.
114. Whalley, W.B. Rock glaciers and their formation as a part of glacier debris-transportation system / W.B. Whalley // *Geogr Pap, Dep Geogr, Univ Reading* 24:60, 1974.
115. Whalley, W.B. Rock glaciers: II models and mechanisms/ W.B. Whalley, H.E. Marhin // *Progress in Physical Geography*. – 1992. – Vol. 16. – № 2. – P. 127.
116. Whalley, W.B. Glacier-rock glacier interactions in the eastern Hindu Kush, Nuristan, Afghanistan [35.92,71.13] in the period 1976-2019 / W.B. Whalley // *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*. – 2024. – 105(2–3). – P. 91-120. doi:10.1080/04353676.2024.2321425.
117. White, S.E. Rock glacier studies in the Colorado Front Range, 1961 to 1968. *Arct Alpine Res* 3, 1971. – P. 43-64.

ПРИЛОЖЕНИЯ

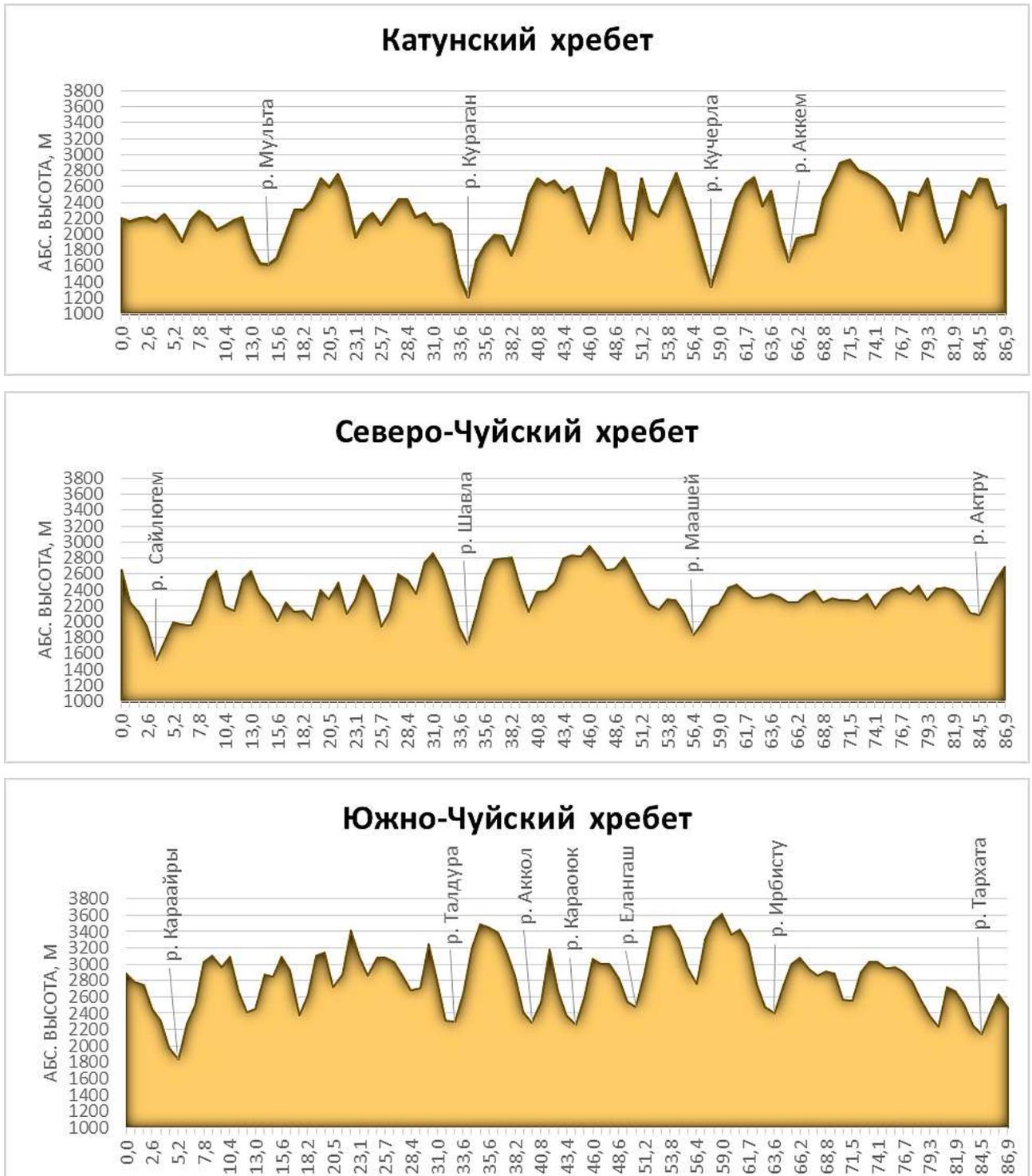


Рисунок – Гипсографический профиль средних высот долин Центрального Алтая (с запада на восток, по хребтам). Построено с использованием ПО ArcGIS Earth

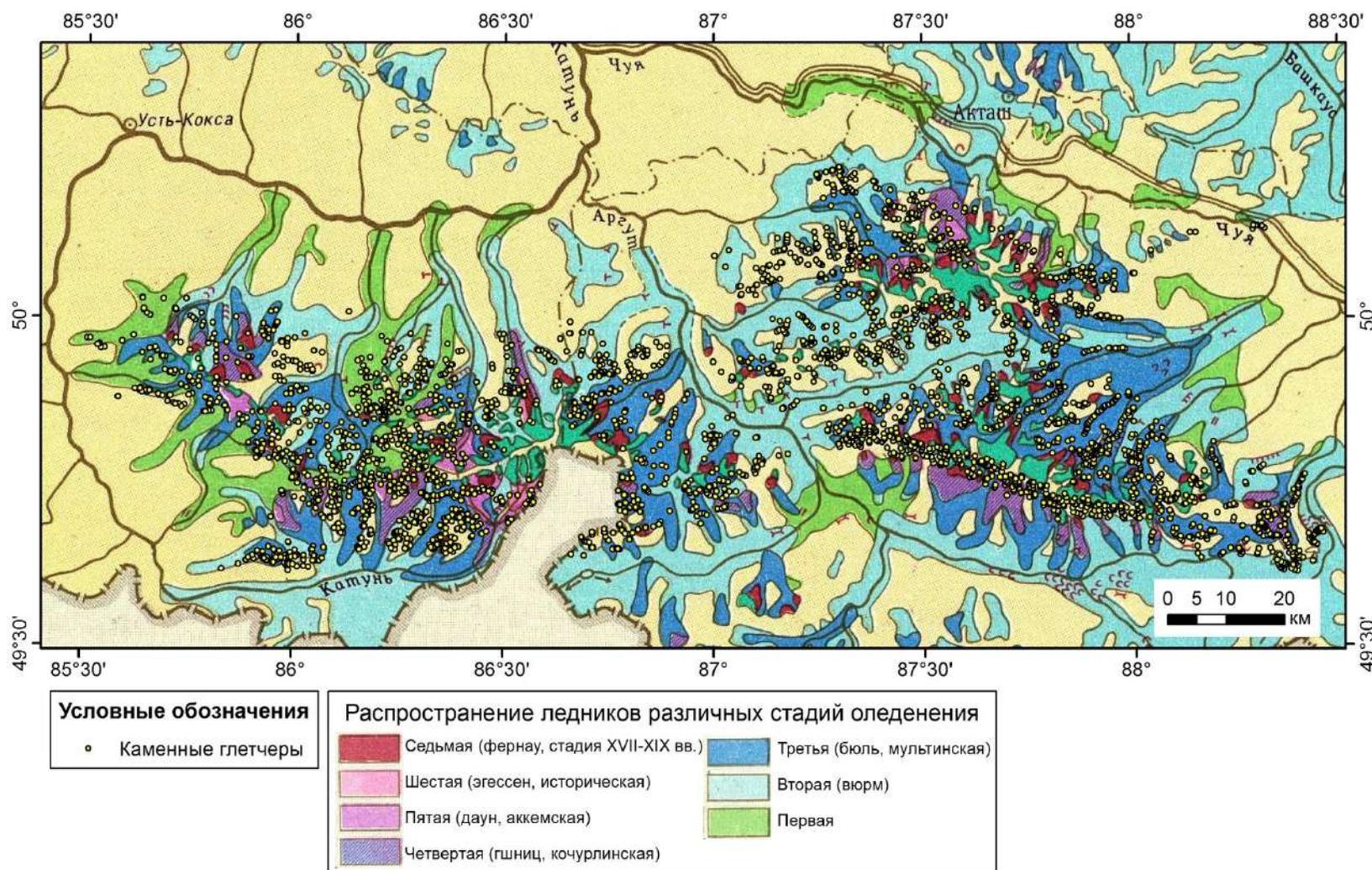


Рисунок – Распространение каменных глетчеров относительно областей распространения ледников различных стадий оледенения позднего плейстоцена и голоцена (по данным Алтайский край..., 1978)

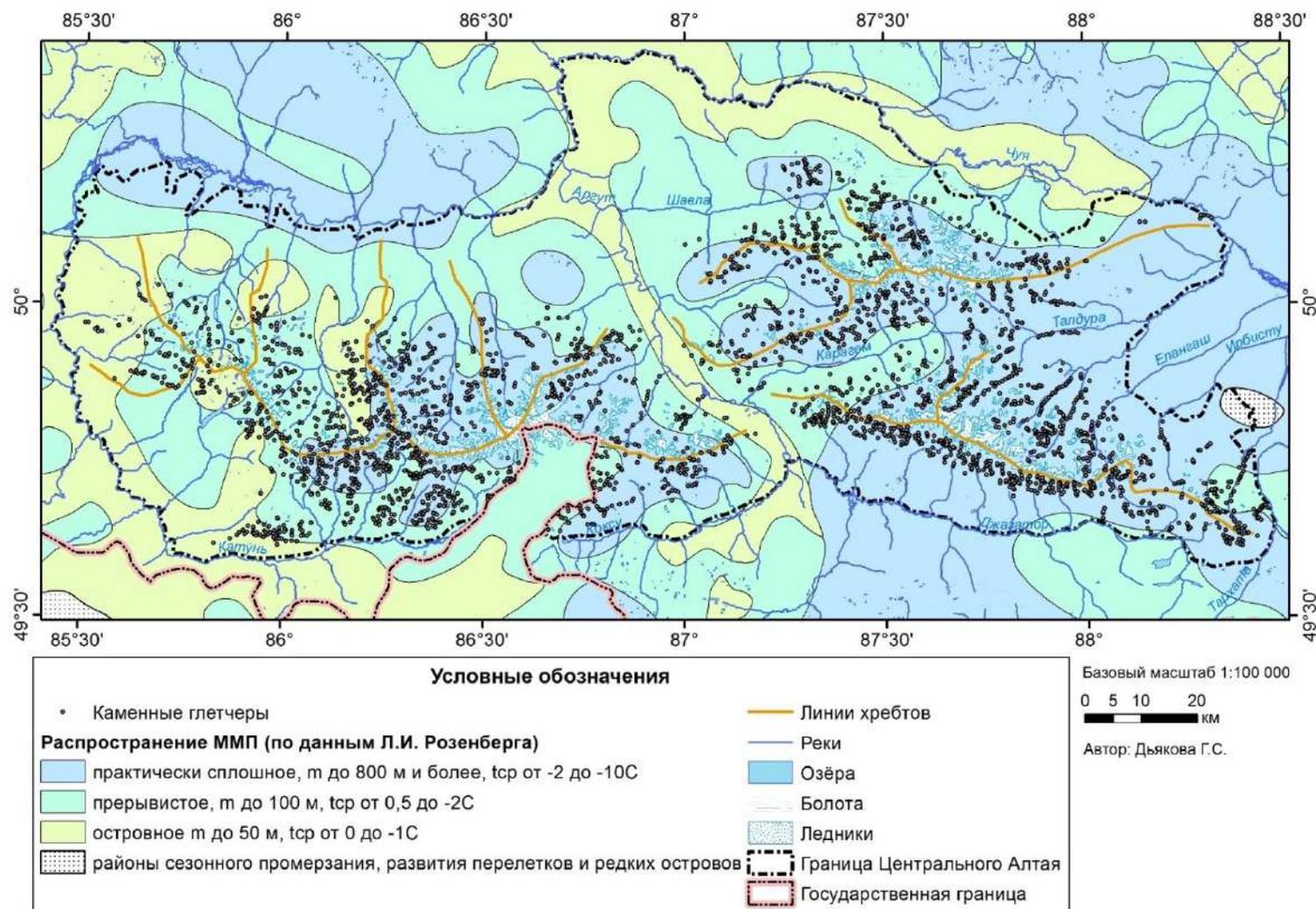


Рисунок 1. – Распространение каменных глетчеров относительно областей распространения различных типов ММП по данным Л.И. Розенберга (Геокриология СССР..., 1989)

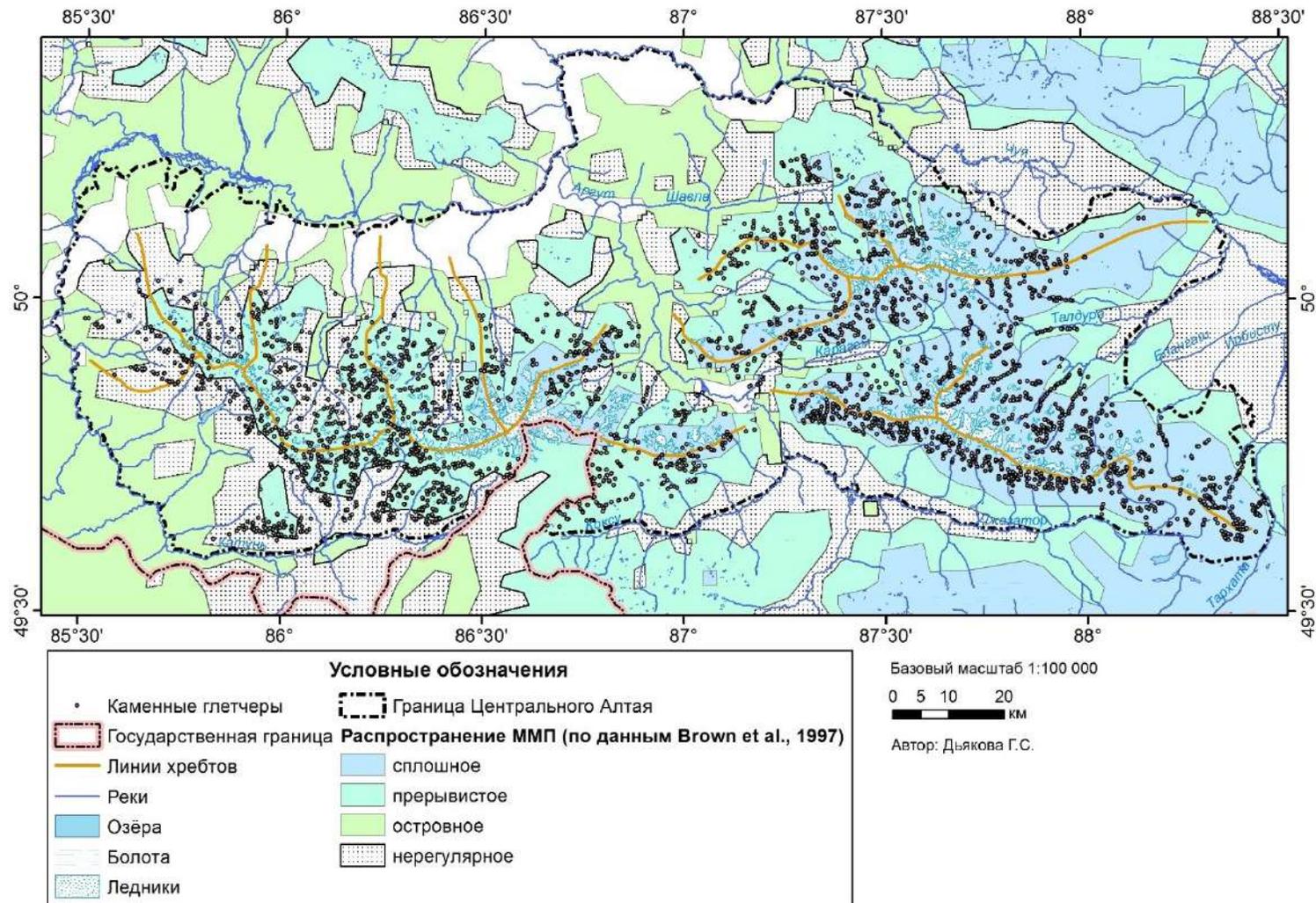


Рисунок 2. – Распространение каменных глетчеров относительно областей распространения различных типов ММП по данным Дж. Брауна и др. (J. Brown et al., 1997)

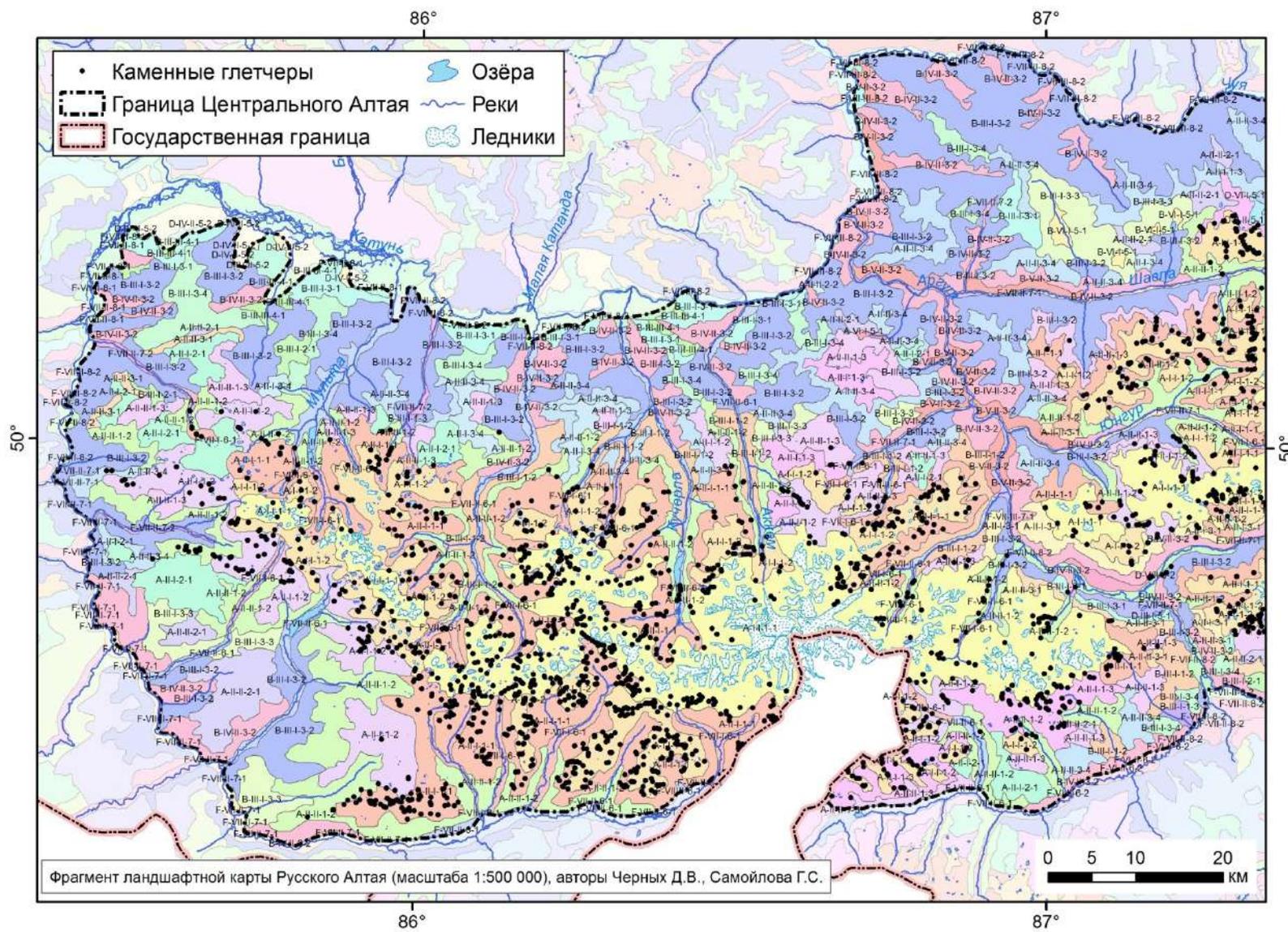


Рисунок 1. – Фрагмент ландшафтной карты Русского Алтая (Черных, 2011) на запад Центрального Алтая



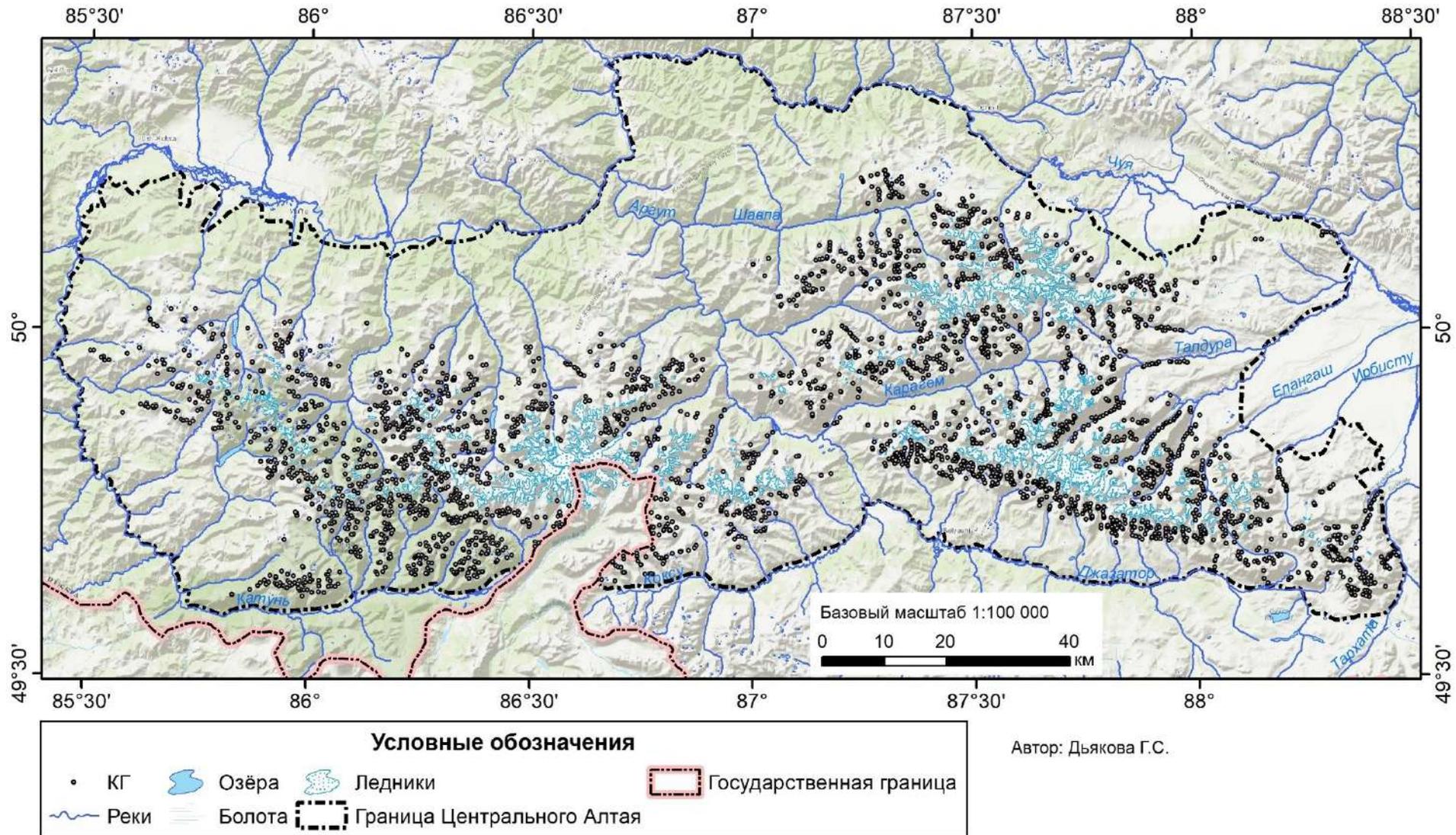
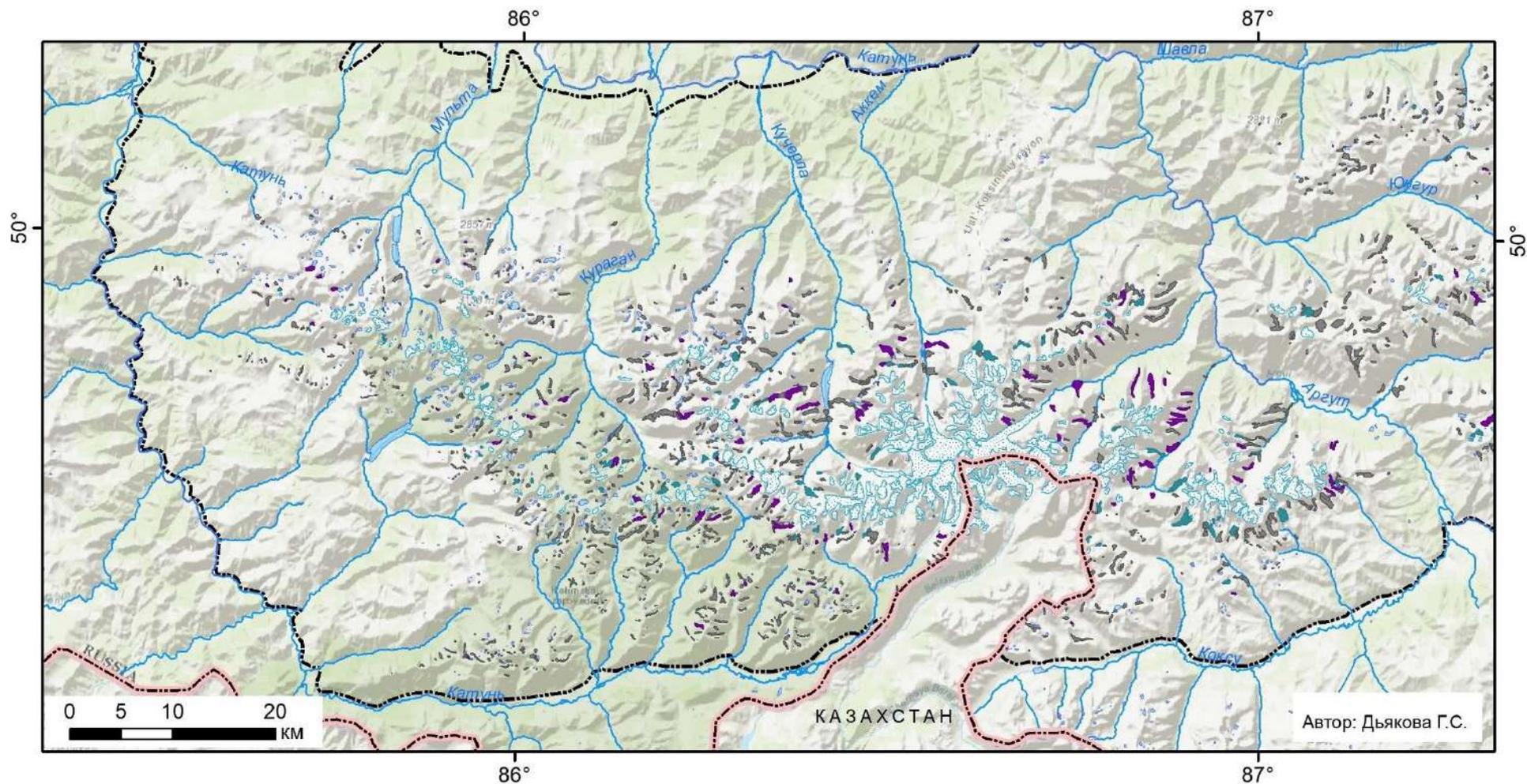


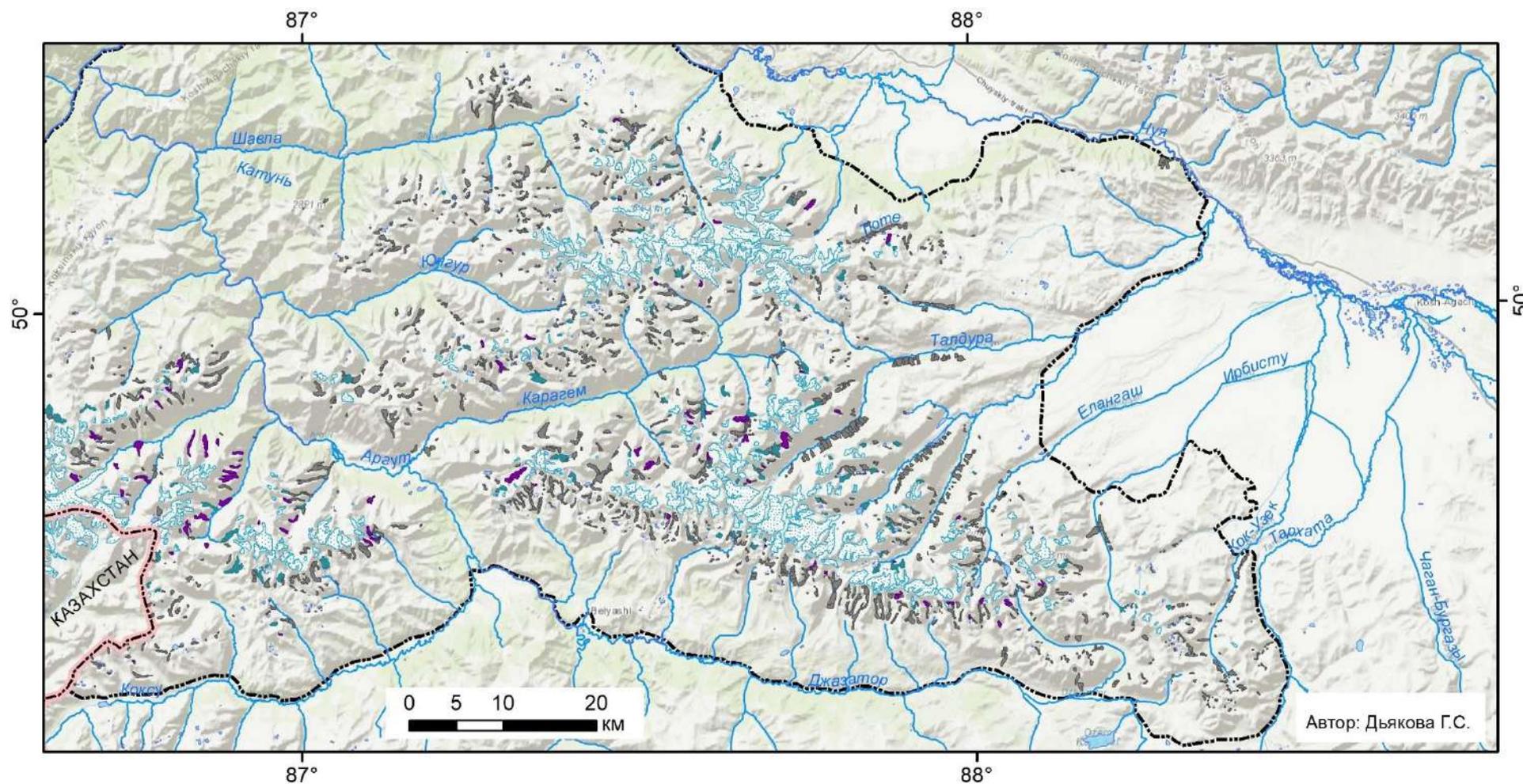
Рисунок – Карта распространения каменных глетчеров на территории Центрального Алтая



### Условные обозначения

Каменные глетчеры: ГП КП СГ Озёра Реки Ледники Центральный Алтай Государственная граница

Рисунок – Каменные глетчеры западной части Центрального Алтая (Катунский хребет)



### Условные обозначения

Каменные глетчеры:  ГП  КП  СГ  Озёра  Реки  Ледники  Центральный Алтай  Государственная граница

Рисунок – Каменные глетчеры восточной части Центрального Алтая (Северо-Чуйский и Южно-Чуйский хребты)

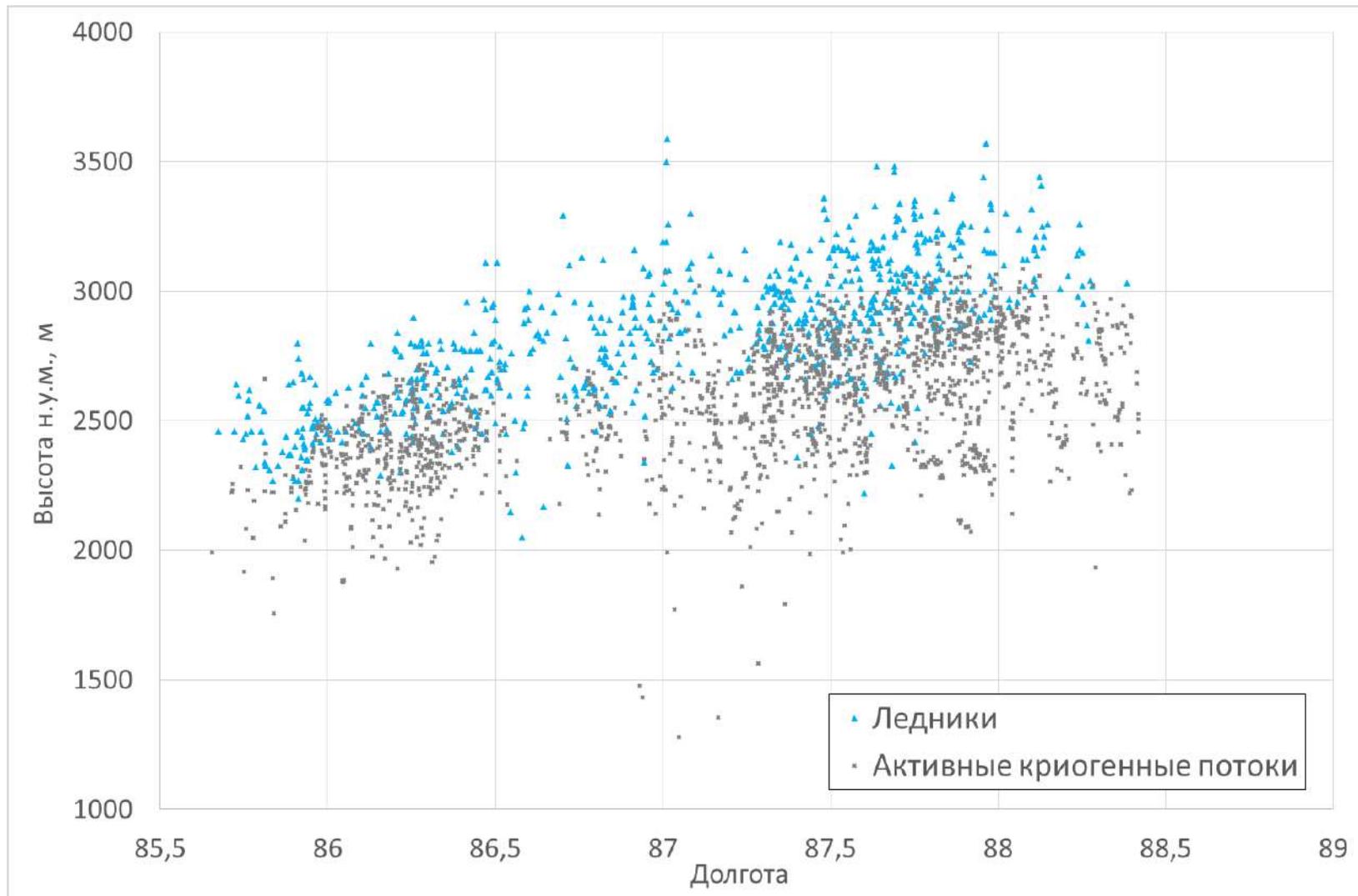


Рисунок – Высотное расположение нижних частей языков ледников и активных криогенных потоков (данные по ледникам взяты из Каталога ледников России (2020))

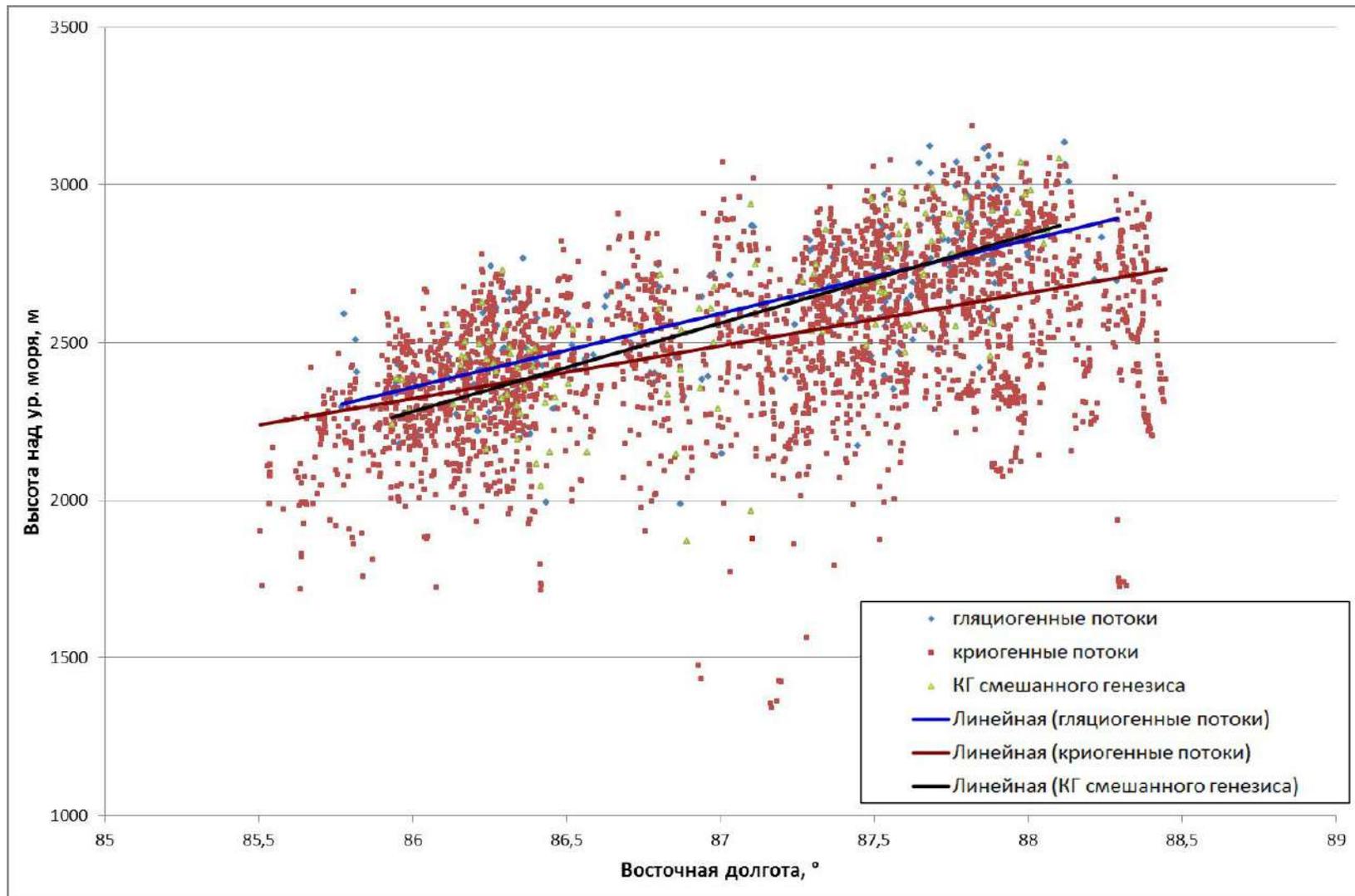


Рисунок – Зависимость средней высоты распространения каменных глетчеров от долготы местности