

САНКТ-ПЕТЕРБУРГСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ

*На правах рукописи*

**ГАНЮШКИН Дмитрий Анатольевич**

**Гляциогенные комплексы  
резкоконтинентального района северо-  
запада Внутренней Азии**

25.00.23 — Физическая география и биогеография,  
география почв и геохимия ландшафтов

Диссертация на соискание ученой степени  
доктора географических наук

Научный консультант  
доктор географических наук, профессор  
Чистяков К.В.

Санкт-Петербург  
2015

## Оглавление

<b>Введение</b> .....	5
Актуальность темы.....	5
Территория и объекты исследования.....	6
Цель и задачи исследования. ....	6
Материалы и личный вклад автора в проведенное исследование.....	7
Теоретическая основа работы и методы исследований.....	7
Методы исследования. ....	8
Научная новизна .....	8
Защищаемые положения .....	9
Практическая значимость.....	10
Апробации.....	10
Публикации.....	11
Структура работы .....	11
Благодарности.....	11
<b>Глава 1. Территория исследования – географическое положение и природные условия.</b> .....	12
<b>1.1. Территория исследования и ее соотношение с территориальными единицами в рамках сложившихся систем природного районирования.</b> .....	12
<b>1.2. Границы территории исследования и ее общие орографические особенности.</b> .....	18
<b>1.3. Ороклиматическая база горного оледенения района исследования</b> .....	20
1.3.1. Особенности атмосферной циркуляции, определяющие фоновый климат территории ..20	
1.3.2. Ороклиматические границы региона .....	21
1.3.3. Динамика климата .....	26
1.3.4. Морфологические особенности рельефа региона .....	29
<b>1.4. Общие особенности современного оледенения региона</b> .....	50
<b>Глава 2. Гляциогенные комплексы горных районов: структура, типология и иерархия</b> .....	54
2.1. Общее понятие о гляциогенных комплексах и актуальность их выделения.....	54
2.2. Родственные понятия в научном обиходе .....	57
2.3. ГК и факторы оледенения .....	63
2.4. Структура и иерархия ГК.....	64
2.5. Типология ГК.....	71
<b>Глава 3. Методы исследования ГК. Гляциоклиматические модели.</b> .....	82
3.1. Хронология полевых исследований ГК. ....	82
3.2. Некоторые результаты гляциоклиматических наблюдений.....	85
3.3. Наблюдения за динамикой краев ледников.....	87

3.4. Палеогеографические исследования .....	88
3.5. Гляциоклиматическое моделирование .....	90
<b>Глава 4. Высокогорные ГК: особенности пространственного распределения, динамика, структурные связи. ....</b>	<b>105</b>
4.1. Общие особенности пространственного распределения высокогорных ГК .....	105
4.2. Хронология формирования и основные этапы эволюции высокогорных ГК в голоцене.....	106
4.3. Динамика высокогорных ГК после максимума м.л.э. на примере модельного массива Монгун-Тайга.....	115
4.3.1. Географическое положение и история исследования .....	115
4.3.2. Современные ледники массива Монгун-Тайга .....	118
4.3.3. Динамика ледников массива Монгун-Тайга .....	122
4.3.4. Каменно-ледяные образования.....	136
4.3.5. Многолетние снежники массива Монгун-Тайга как элемент высокогорных ГК и их динамика.....	144
4.3.6. Динамика высокогорных ГК массива Монгун-Тайга на примере полиморфного ГК главной вершины массива .....	156
4.4. Высокогорные ГК современных центров оледенения резкоконтинентального района северо-запада Внутренней Азии. ....	174
4.4.1. Южный склон хребта Цаган-Шибэту .....	174
4.4.2. Массив Тургени-Нуру .....	175
4.4.3. Горный массив Хархира .....	186
4.4.4. Массивы Талдуайр, Монгун-Тайга-Малая и хребет Чихачева.....	195
4.4.5. Хребет Сайлюгем.....	206
4.4.6. Северный склон массива Таван-Богдо-Ола.....	212
4.4.7. Хребет Найрамдал.....	226
4.4.8. Плоскогорье Согостын-Нуру .....	236
4.4.9. Массив Ценгел-Хайрхан .....	237
4.4.10. Хребет Хунгуйн-Нуру .....	243
4.4.11. Массив Сайрын-Ула.....	247
4.4.12. Хребет Цамбагарав (Цаст-Ула) .....	251
4.5. Основные ороклиматические закономерности существования и функционирования высокогорных ГК.....	259
4.6. Общие региональные закономерности динамики высокогорных ГК.....	273
<b>Глава 5. Предгорно-котловинные и среднегорные ГК .....</b>	<b>287</b>
5.1. Хронология периодов формирования предгорно-котловинных и среднегорных ГК.....	287
5.2. Реконструкции оледенения в периоды формирования предгорно-котловинных и среднегорных ГК .....	301

5.2.1. Горный массив Монгун-Тайга.....	301
5.2.2. Массивы Тургени и Хархира.....	325
5.2.3. Таван-Богдо-Ола.....	329
5.3. Общие закономерности оледенения региона в периоды формирования предгорно-котловинных и среднегорных комплексов.....	332
Глава 6. Палеоклиматические реконструкции для периодов формирования ГК и прогнозы их будущих изменений.....	343
6.1. Палеоклиматические сценарии для модельного массива Монгун-Тайга.....	343
6.1.1. Пояснения к методике создания климатических сценариев.....	343
6.1.2. Информация о климатах исследованных временных срезов, использованная при выборе климатических сценариев.....	348
6.2. Общие закономерности эволюции ГК в позднем неоплейстоцене.....	367
6.3. Прогнозы изменений ГК в ближайшее столетие.....	372
Заключение.....	380
Список литературы.....	382
Приложение.....	401



## Введение

### Актуальность темы

1. *Необходимость оценки региональной специфики реакции горных ландшафтов на изменения климата на основе гляциогеоморфологических реконструкций и мониторинговых наблюдений.* Одна из наиболее актуальных тем научных исследований - проблема глобальных и региональных изменений климата и связанной с ней трансформации ландшафтов. Наблюдающиеся в настоящее время различные по масштабу, а иногда и по направленности климатические изменения в разных регионах мира и не всегда одинаковые и синхронные им изменения ландшафтов делают востребованными региональные исследования, призванных выявить местную специфику поведения ландшафтов. Множественность имеющихся оценок и прогнозов изменений климата также требует выявления особенностей поведения ландшафтов при разных вариантах изменений внешних условий. Соответственно, необходим анализ большого количества фактических данных о современной динамике ландшафтов и информации об их поведении в далеком и недавнем прошлом. Наибольшую ценность при этом имеют результаты непрерывного многолетнего мониторинга наиболее репрезентативных участков.
2. Дополнительная потребность в таких исследованиях диктуется также недостаточной степенью охваченности некоторых районов мира сетью непрерывных наблюдений, и связанной с этим нехваткой информации. Примером может служить северо-запад Внутренней Азии, до сих пор мало изученный в силу своей труднодоступности, но интересный разнообразием ландшафтов, обусловленной большой контрастностью высот и климатических условий.
3. *Развитие комплексного физико-географического подхода к изучению современных и древних объектов гляциосферы.* Особенностью гор резко континентального района северо-запада Внутренней Азии является как наличие современных ледников, так и хорошая сохранность следов деятельности ледников прошлого, до сих пор определяющей ландшафтные особенности территории. В условиях малых вертикальных градиентов баланса массы ледников и их малой толщины возрастает роль их взаимодействий с приледниковыми элементами ландшафта. Поэтому отдельное рассмотрение озерных, ледниковых, аллювиальных, мерзлотных форм, как в палеогеографическом аспекте, так и в отношении современной динамики ландшафтов и прогнозе их изменений не может дать объяснения многим происходящим и происходившим в прошлом процессам и явлениям.

4. *Особая роль гляциально-нивального пояса в структуре горных ландшафтов аридных регионов Евразии.* Она заключается в высокой степени динамичности высокогорных геосистем, повышенной повторяемости опасных природных явлений, формировании местных климатов и водообеспеченности нижележащих высотных поясов и предгорных котловин. В свою очередь эти особенности во многом определяют региональную систему землепользования, основанную на кочевом хозяйстве. Это диктует необходимость исследования реакции высокогорных геосистем на изменения климата.

### **Территория и объекты исследования**

Внутренняя Азия – территория, включающая в себя восточную часть бессточной области Евразии и ряд прилегающих замкнутых и полузамкнутых котловин и разделяющих их горных сооружений. Внутренняя Азия – комплексное географическое понятие, его различные варианты были даны в работах Обручева [121], Равского [130], Гунина [48]; в данном исследовании я исхожу из формулировки и схемы районирования предложенной Чистяковым [195]. Конкретный регион исследования - резкоконтинентальная часть Северо-Запада Внутренней Азии - регион, включающий в себя юго-восток Русского Алтая, Монгольский Алтай, Танну-Ола, Котловины Больших Озер.

Объектами исследования являются гляциогенные комплексы (ГК) - природные комплексы, морфология и структура которых сформирована современным и древними оледенениями. Представление о ГК разработано для конкретного региона – резкоконтинентальной части северо-запада Внутренней Азии.

Основное направление исследования – изучение динамики и структурных связей современных гляциогенных систем, как основа палеогеографических построений с одной стороны и прогнозов – с другой

Предметом исследования были проявления пространственно-временных связей в высокогорном поясе, а именно изучение гляциогенных систем как хранителей информации о климатических событиях прошлого, зафиксированной в их современном пространственном положении и структуре.

### **Цель и задачи исследования.**

Цель исследования - разработка концепции изучения гляциогенных комплексов в резкоконтинентальных регионах Внутренней Азии, исследование их структуры и функционирования, реконструкция изменений от позднего плейстоцена до современности и реакций на изменения климата,

Для достижения этой цели были поставлены следующие задачи:

1. Разработка понятия о ГК, их типах, структуре и иерархии

2. Картирование и каталогизация современного оледенения резкоконтинентального района северо-запада Внутренней Азии
3. Выявление границ, высотно-экспозиционного пространственного распределения, структуры ГК и их основных элементов (ледники, многолетние снежники, каменно-ледяные образования) для модельных полигонов исследования: горных массивов Монгун-Тайга и Таван-Богдо-Ола, а также малоизученных районов хр. Чихачева, Цаган-Шибэту, Сайлюгем, Найрамдал, Согостын-Нуру, Цамбагарав, Хунгуйн-Нуру, массивов Тургени-Нуру, Хархира-Нуру, Ценгел-Хайрхан, Сайрын-Ула, Талдуайр, Монгун-Тайга-Малая
4. Мониторинг ключевых объектов в рамках ГК, определение основных региональных механизмов динамики гляциогенных комплексов на их современном этапе развития (после максимума малой ледниковой эпохи)
5. Определение хронологии, направления и масштабов плейстоцен-голоценовой изменчивости ГК эталонных полигонов путем анализа имеющегося архива научных данных и новейших полевых данных, определение естественной ритмики, амплитуды и ранговости соответствующих климатических колебаний.
6. Получение региональных зависимостей изменчивости ГК и их элементов от климатических параметров.
7. Прогноз динамики ГК при различных сценариях климатических изменений.

#### **Материалы и личный вклад автора в проведенное исследование.**

В основу работы положены оригинальные результаты экспедиционных исследований автора, проводимых с 1994 года на территории Алтае-Саянской горной страны. Автор принимал участие в многолетней работе экспедиций, как в качестве участника, так и в качестве руководителя. Полевые работы проводились в рамках экспедиций факультета географии и геоэкологии Санкт-Петербургского государственного университета при поддержке грантов НИР СПбГУ, грантов РФФИ (в частности, грантов 08-05-00635-а «Динамика ледников и многолетней мерзлоты Юго-Восточного Алтая и современные изменения климата», 14-05-00796-а «Исследование морфологии, генезиса и динамики каменно-ледяных образований Алтае-Саянской горной страны», где автор был руководителем), экспедиционных грантов РГО.

#### **Теоретическая основа работы и методы исследований**

Теоретическая основа работы опирается на представления о геосистемах (Сочава [163], Исаченко [71]) и родственных по отношению к ГК понятиях, таких как нивально-гляциальные системы (Котляков [79] [80]), ледниковые системы (Калесник [73], [74], Кренке [83], Глазырин [41] [43], Дюргеро́в [57]), лимногляциальные системы (Селиверстов и Севастьянов [146] [158],

Чистяков [197], Редькин [138]), криогляциальные системы (Шейнкман [202]). Учитывались работы по применению к ледниковым ландшафтам морфологических подразделений и классификаций, разработанных в ландшафтоведении (Булатов и Ревякин [18]), опыты по выделению приледниковых ландшафтов (Алейникова [2]).

В основу представлений о действии факторов оледенения в пределах региона на современном этапе развития ГК и в ходе их плейстоцен-голоценовой эволюции положены взгляды, изложенные в работах Тронова [175], [177], Ивановского [69], Ефимцева [60], Девяткина [49], Селиверстова [151], [152], Чистякова [195], [197], Михайлова [101], Соломиной [161]. При разработке понятия о малоактивных ГК использовались представления о пассивном оледенении (Большаянов [12]).

### **Методы исследования.**

В соответствии с решаемыми задачами можно говорить о трех группах методов и подходов к проведению исследований. Первая группа методов - исследования современных ГК. Они включают в себя, во-первых, картографические работы: геодезическую съемку индикаторных объектов, дешифрирование аэрофотоснимков и космических снимков картометрические измерения, во-вторых, это непосредственные и опосредованные (с использованием космических снимков) наблюдения с целью фиксации положения высотных гляциологических уровней

Вторая группа методов - палеогеографические методы, призванные восполнить нехватку информации о прошлых состояниях климата и нивально-гляциальных систем. Использовались результаты проведения дендрохронологического, геоморфологического, радиоуглеродного, спорово-пыльцевого анализов.

Третья группа методов - статистические и математические методы, их применение опирается как на данные мониторинга, так и на палеогеографическую информацию. Использование этих методов включает в себя создание моделей изменчивости объектов гляциосферы и их характеристик при заданных изменениях климатических параметров. Все эти зависимости использовались при создании прогнозных сценариев изменений ГК и их элементов.

### **Научная новизна**

Все полученные материалы – ряды наблюдений, карты, схемы, датировки, прогнозных сценарии оригинальны и получены непосредственно автором. Впервые для изучаемых районов проведено исследование каменно-ледяных образований, составлены их генетические схемы, карты и каталоги, в частности для каменных глетчеров. Впервые подробно изучены и каталогизированы многолетние снежники эталонных полигонов исследований. Построены

отвечающие современному состоянию оледенения схемы и каталоги ледников массивов Таван-Богдо-Ола, Монгун-Тайга, Хархира-Нуру, Тургени-Нуру, Цаст-Ула, Сайрын-Ула, Ценгел-Хайрхан, хребтов Чихачева, Сайлюгем, Хунгуйн-Нуру. Проведены натурные наблюдения за динамикой ледников и изменчивостью положения высотных гляциологических уровней. Составлены подробные гляциогеоморфологические схемы для центров оледенения региона.

С методической точки зрения научная новизна связана с созданием и успешной апробацией эмпирических зависимостей гляциологических параметров от климатических и орографических параметров, которые могли бы применяться и в прочих схожих по климату и особенностям орографии регионах.

В отношении теории новизна заключается в развитии представления о гляциогенных комплексах как специфических региональных геосистемах, отражающих местные особенности развития ландшафтов

Следует сказать еще и о научной новизне с «технической» точки зрения: применение более совершенного и нового оборудования позволило обеспечить более высокую точность измерений (например, GNSS приемников, автоматических метеостанций, датчиков температуры, кондуктометров) и большую достоверность результатов.

### **Защищаемые положения**

1. В горах резко континентального района Северо-Запада Внутренней Азии унаследованность от гляциальной фазы развития многих черт морфологии, структуры и функционирования горных геосистем позволяет рассматривать их как иерархически устроенные гляциогенные комплексы (ГК). Развитые на поверхностях выравнивания ГК малоактивного типа образованы ледниками с коэффициентом концентрации снега менее 1 и низкой энергией оледенения (1,0-2,3 мм/м) и выражены в рельефе аккумулятивными и эрозионными формами малой высотной амплитуды. Развитые в трогах и цирках ГК активного типа созданы ледниками с коэффициентом концентрации 2-4 и более (за счет метелевого переноса со смежных ГК малоактивного типа) и относительно высокой энергией оледенения (2,2-4,4 мм/м) и отчетливо выражены в рельефе классическими ледниковыми формами.
2. Выделены региональные механизмы сокращения ледников, обусловленные различиями в концентрации снега на разных участках ледников, а также погребением льда осыпным и моренным материалом с его последующей длительной консервацией. На основании выделенных механизмов предложена модель, позволяющая оценивать параметры реакции ледников на современные изменения климата в зависимости от их положения в

ступенчатом рельефе высокогорий. Выделенные 6 типичных случаев состояния ледников представляют последовательные фазы их сокращения.

3. За период инструментальных метеонаблюдений в резкоконтинентальном районе Северо-Запада Внутренней Азии проявилось два теплых и засушливых и два холодных и влажных отрезка, сопровождавшихся колебаниями высоты фирновой границы и нижней границы пояса снежников с размахом 200-300 м. Вызываемый этими колебаниями переход малых ледников в многолетние снежники или забронированные ледники осуществляется всего за 10-15 лет, но имеет в ряде случаев обратимый характер. Таким образом, происходят резкие колебания площади открытой снежно-ледовой поверхности, не сопровождающиеся соответствующими изменениями объемов льда.
4. В позднем неоплейстоцене и голоцене ледники исследуемого региона сокращались до размеров, меньших чем современные около 57, 27 и 9 тыс.л.н., наступания ледников происходили в MIS 4, MIS 2 и в позднем голоцене, когда формировались предгорно-котловинные, среднегорные и высокогорные ГК, соответственно. Среднегорные и предгорно-котловинные гляциогенные комплексы формировались в условиях увеличения роли северо-западных влагонесущих потоков в питании ледников в эпохи похолоданий. С этим связана их разномасштабность и экспозиционная асимметрия.
5. На основе разработанных автором двух климатических моделей созданы прогнозные сценарии изменений гляциогенных комплексов при разных заданных изменениях летней температуры и годового количества осадков.

#### **Практическая значимость.**

Результаты исследования могут быть использованы при планировании и проведении мониторинговых работ, при оценке рационального природопользования и устойчивого развития исследуемых районов, при территориальном планировании. Результаты могут быть переданы природоохранным организациям, Министерством природных ресурсов, регионального развития, чрезвычайных ситуаций, проектным институтам и организациям.

Полученные результаты использованы автором при разработке курсов «Ритмика природных процессов», «Геокриология», Periglacial environment systems и внедрены в учебный процесс.

#### **Апробации**

Полученные автором результаты докладывались на научных сессиях факультета географии и геоэкологии СПбГУ. Результаты этого этапа работы вошли в сборник тезисов Международной конференции «Криогенные ресурсы Полярных и горных регионов. Состояние и перспективы инженерного мерзлотоведения» 21 - 24 апреля 2008 года, Тюмень, сборник

тезисов IX Убсу-Нурского международного симпозиума (16-20 сентября, 2008, Кызыл), были отражены в выступлениях автора на XIV Гляциологическом симпозиуме (Иркутск, 2-9 сентября 2008 г, 2 доклада), на XXX Пленуме Геоморфологической комиссии РАН (Санкт-Петербург, СПбГУ, 15-20 сентября 2008 года, 2 доклада), на научно-практической конференции «Географическое образование и наука в России: история и современное состояние» (Санкт-Петербург, 3-4 декабря 2008 года), 2 доклада, на третьей международной конференции «Особо охраняемые природные территории» (15-16 декабря 2008 г, РГО, Санкт-Петербург, 1 доклад), на международной конференции «Селиверстовские Чтения» в Санкт-Петербурге 19-21 ноября 2009, на XIV Съезде РГО в Санкт-Петербург, 11-14 декабря 2010 г.; вошли в сборник Региональной географической конференции Международного географического союза, 14-18 ноября 2011 г в г. Сантьяго, Чили (2 доклада), 2011 Fall Meeting, AGU, San Francisco, Calif., 5-9 Dec. (1 доклад), XV гляциологического симпозиума в Архангельске (3 постерных доклада); докладывались на 32 Международном Географическом Конгрессе в Кёльне, Германия, 26-30.08.2012 (1 доклад), на совместной международной конференции «Геоморфология и палеогеография полярных регионов», симпозиума «Леопольдина» и совещания рабочей группы INQUA Peribaltic. Санкт-Петербург, СПбГУ, 9-17 сентября 2012, в ходе Генеральной Ассамблеи Европейского Естественного Научного Союза (EGU) 7-12 апреля 2013 г. в Вене, Австрия, 2 доклада.

### **Публикации.**

Автором опубликовано 40 работ по теме диссертации, в том числе 17 статей (11 из списка ВАК), 3 монографии, 20 сообщений в тезисах международных и всероссийских конференций, симпозиумов и съездов. Материалы и результаты исследований использованы также в научных отчетах, выполненных по грантам РФФИ, РГО, СПбГУ, фонда Потанина.

### **Структура работы**

Работа включает введение, шесть глав, заключение, список литературы и приложение.

### **Благодарности**

Автор благодарен своим учителям и коллегам: Юрию Петровичу Селиверстову, Игорю Григорьевичу Москаленко и Кириллу Валентиновичу Чистякову, а также всем своим коллегам из Института Наук о Земле, ИГРАН, АГУ, ИВЭП.

## Глава 1. Территория исследования – географическое положение и природные условия.

### 1.1. Территория исследования и ее соотношение с территориальными единицами в рамках сложившихся систем природного районирования.

Регионом исследования является Внутренняя Азия – обширная территория к востоку от равнин Средней Азии и гор Тянь-Шаня, включающая в себя восточную часть бессточной области Евразии (рис. 1) и ряд прилегающих замкнутых и полужамкнутых котловин и обрамляющих их горных хребтов, не полностью относящихся к бассейну внутреннего стока, но имеющих высокую степень ландшафтного сходства с этой территорией.

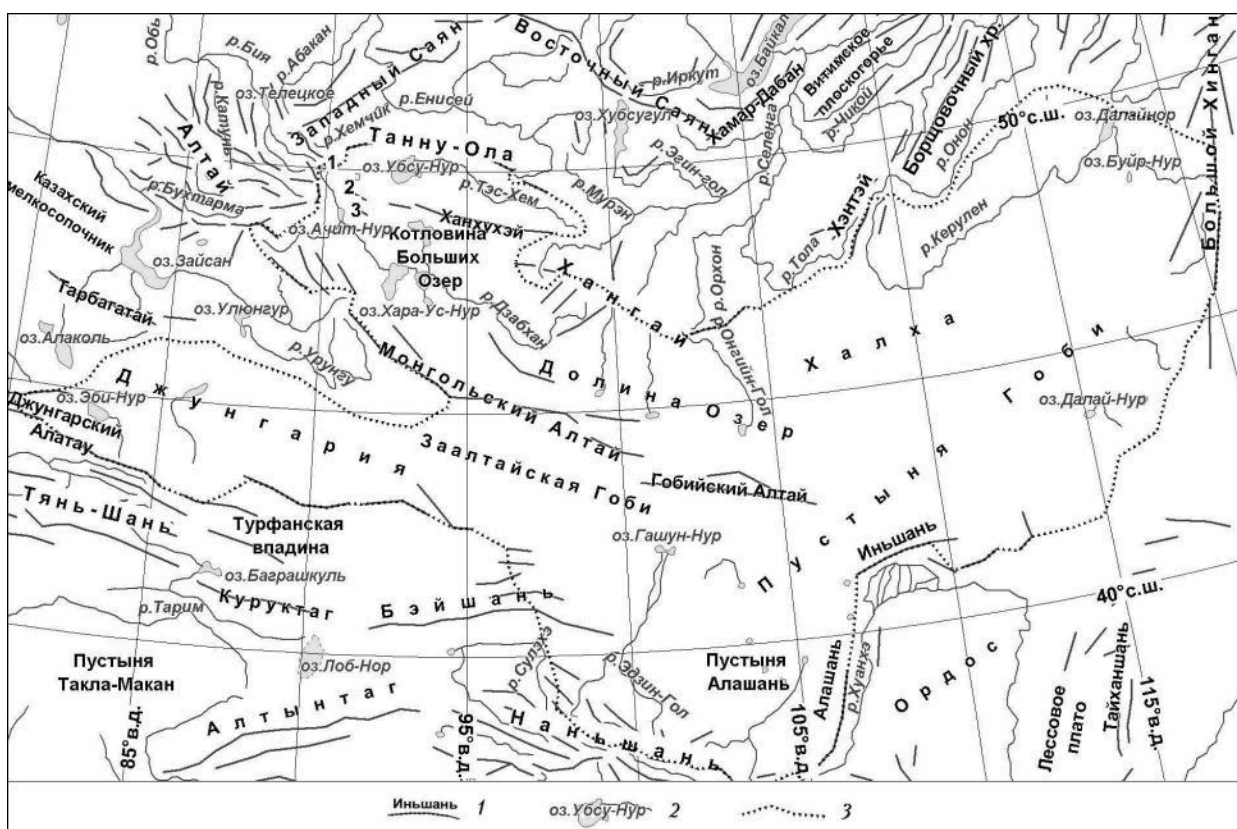


Рисунок 1. Географическое положение восточной части внутреннего бессточного азиатского бассейна (Чистяков, 2001). Условные обозначения: 1 — горные хребты, массивы, нагорья и их названия; 2 — реки и озера; 3 — границы восточной части бессточного бассейна Внутренней Азии. Цифрами обозначены: 1 — массив Монгун-Тайга; 2 — массив Тургэни-Нуру; 3 — массив Хархира-Ула.

Внутренняя Азия – комплексное географическое понятие, его различные варианты были даны в работах В.А. Обручева [121], Э.И. Равского [130], П.Д. Гунина [48]; в данном



исследовании я исходил из представлений К.В. Чистякова и Ю.П. Селиверстова, определявшими пределы Внутренней Азии от Алтая, Саура и Тарбагатай, Джунгарского Алатау, восточных хребтов Тянь-Шаня на западе до Большого Хингана на востоке, от гор Юга Сибири (хребты Южного и Юго-Восточного Алтая, Западный Саяна, Сангилен, Тункинские Гольцы, Хэнтэй, Борщовочный хребет) на севере до Куньлуня, Алтынтага, Бэйшаня, Наньшаня, Алашаня и Иньшаня на юге.

Конкретный район исследования – **резкоконтинентальный район Северо-Запада Внутренней Азии** - регион, включающий в себя юго-восток Русского Алтая, север и северо-восток Монгольского Алтая, юго-западную часть системы Саян-Танну-Ола и западное горное обрамление Котловины Больших Озер. Основной принцип выделения этой территории – сходство в орографических и климатических условиях существования ГК, а также общие черты самих этих ГК. По схеме физико-географического районирования Внутренней Азии эта территория попадает в пределы Алтае-Саянской страны (Алтайская и Саянская области) и Внутриазиатской страны (Межгорно-Котловинная область) (Рисунок 2, табл. 1).

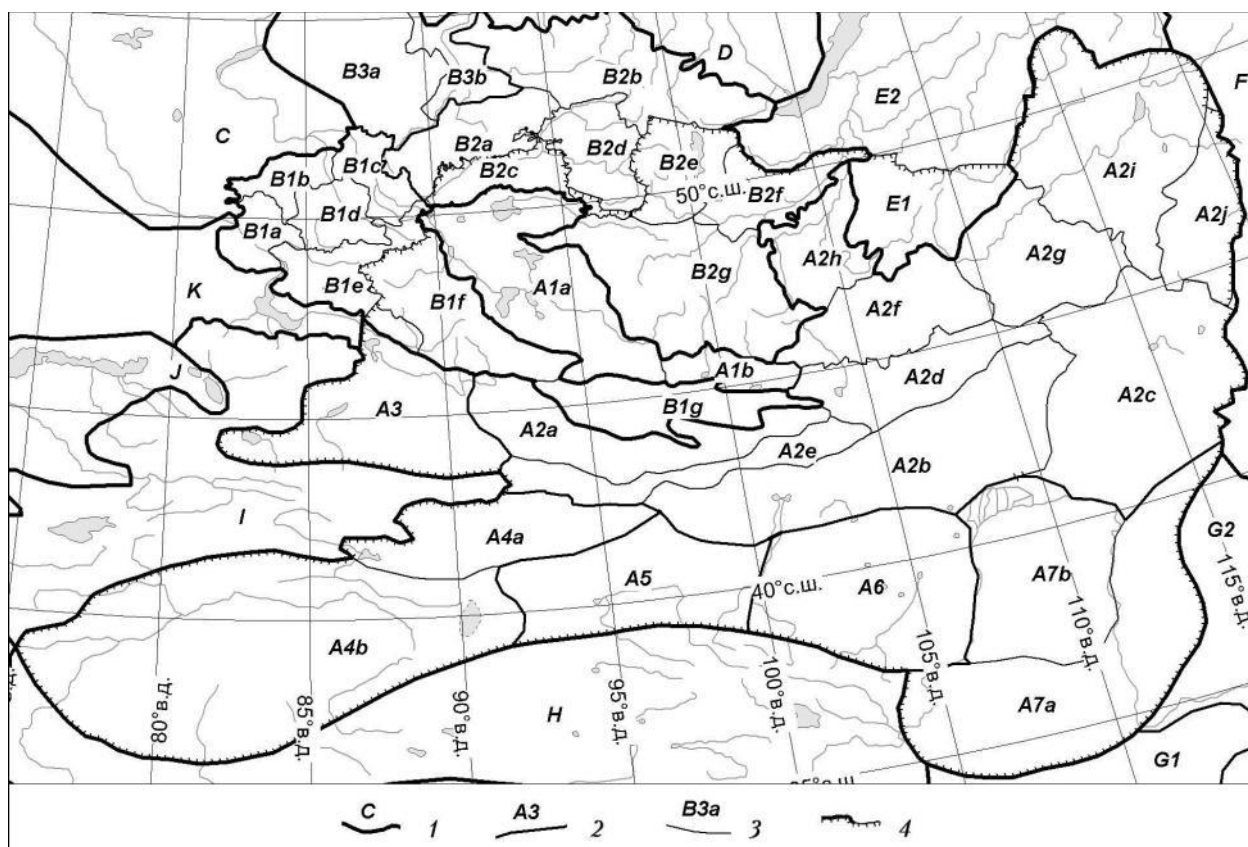


Рисунок 2. Физико-географическое районирование Внутренней Азии [195] (индексы физико-географических стран, областей и подобластей указаны в табл.1.). Границы и индексы: 1 — физико-географических стран; 2 — областей; 3 — подобластей; 4 — Внутренней Азии.

Таблица 1. Физико-географические страны, области и подобласти в составе Внутренней Азии ([195])

Страна	Область	Подобласть
А. Внутриазиатская	А1. Межгорно-котловинная	А1а. Котловинно-озерная
		А1б. Долинно-озерная
	А2. Гобийская	А2а. Западно-Гобийская
		А2б. Южно-Гобийская
		А2с. Восточно-Гобийская
		А2д. Средне-Гобийская
		А2е. Гоби-Тянь-Шанская
		А2ф. Халхаская
		А2г. Средне-Халхаская
		А2h. Орхон-Тольская
		А2i. Восточно-Монгольская
	А2j. Прихинганская	
	А3. Джунгарская	
	А4. Таримская	А4а. Турфанская
		А4б. Такламаканская
А5. Бэйшанская		
А6. Алашаньская		
А7. Лессовая	А7а. Лессовая	
	А7б. Ордоская	
В. Алтае-Саянская	В1. Алтайская	В1а. Западно-Алтайская
		В1б. Североалтайская
		В1с. Восточноалтайская
		В1д. Центральноалтайская
		В1е. Южно-Алтайская
		В1ф. Монголо-Алтайская
		В1г. Гоби-Алтайская
	В2. Саянская	В2а. Западно-Саянская
		В2б. Восточно-Саянская
		В2с. Центрально-Тувинская
		В2д. Восточно-Тувинская
		В2е. Прихубсугульская
		В2ф. Средне-Селенгинская
	В2г. Хангайская	
	В3. Кузнецко-Минусинская	В3а. Кузнецкая
В3б. Минусинская		
С. Западно-Сибирская		
D. Восточно-Сибирская		
Е. Байкальская	Е1. Хэнтэйская	
	Е2. Забайкальская	
Ф. Приамурско-Корейская	F1. Сунляо-Хинганская	
Г. Восточно-Китайская	G1. Циньлинская	
	G2. Северо-Китайская	
Н. Тибетская	Н1. Северо-Тибетская	Н1а. Алтынтагско-Наньшаньская
I. Тянь-Шанская		
Ж. Прикаспийско-Туранская	J1. Туранская	
К. Тургайско-Казахстанская	K1. Мелкосопочная	

Алтайская и Саянская области, целиком включенные в состав Внутренней Азии в районировании, выполненном К.В. Чистяковым, в климатическом, орографическом, климатическом, а главное, гляциологическом отношении территории внутренне неоднородные. То же можно сказать и о выделенных в их пределах подобластях – например, Южноалтайской, где в западной и восточной частях количество осадков в высокогорье отличается более чем в 2 раза, соответственно различны и морфологические особенности ледников, и энергия оледенения. Поэтому территорию исследования нельзя однозначно соотнести с какой-либо из выделенных здесь территориальных единиц. Соответственно в пределах Северо-Запада Внутренней Азии на территории Алтайской и Саянской стран мы выделяем в качестве района исследования резкоконтинентальную часть, разительно отличающуюся по климатическим и гляциологическим условиям от более западных районов с относительно гумидным климатом.

С точки зрения ороклиматической базы оледенения на Алтае М.В. Тронов [175] выделял следующие районы: юго-восток Алтая (Чуйская степь и Укок с прилегающими хребтами, с центрами оледенения Южно-Чуйским и Южно-Алтайским), Центральный Алтай (с Белухой и ледниковым центром Биш-Иирду), Южный Алтай (к западу от истоков Алахи), западная и северная периферия горного Алтая, Внутренний Монгольский Алтай. При этом М.В. Тронов отмечал, что горно-ледниковый узел Табын-Богдо-Ола как центр схождения различных ландшафтов не включается полностью ни в одну из указанных областей. Для юго-востока Алтая, в значительной степени соответствующего резкоконтинентальному району северо-запада Внутренней Азии, М.В. Тронов указывал такие черты района как сухой климат, большие абсолютные высоты хребтов, высокий уровень долин и плоскогорий, при этом сухость климата менее выражена на хребтах, особенно не на крайнем востоке.

Поскольку основной задачей данного исследования является изучение гляциогенных комплексов, для более детального выделения границ района исследования можно использовать имеющиеся схемы гляциологического районирования. Основой гляциологического районирования служат физико-географические факторы возникновения и существования гляциологических образований. Его целью является выявление территориальных целостных природных единиц с общими закономерностями существования и развития нивально-гляциальных систем в их пределах. Отметим, что при всем многообразии существующих схем гляциологического районирования (Тушинский [179], [180], [181], Лосев [88], Алексеев [3], Котляков [81], [129], Втюрин [26], Луговой [89], Кручинин [84]) Алтае-Саянская горная страна выделяется как единая нивально-гляциальная система во всех вариантах, за исключением гляциологического районирования Ю.А. Кручинина, в котором просто не рассматриваются нивально-гляциальные системы ранга регионов.

В варианте гляциологического районирования, принятом в Атласе снежно-ледовых ресурсов, имеет место соответствие принципов гляциологического районирования и комплексного физико-географического (ландшафтного), заключающееся в наличии двух типов или рядов территориальных единиц - зональных и азональных. Пояса и зоны выделяются в соответствии с принципами зональности, провинции и области – азональные единицы. При выделении гляциологических провинций учитываются источники и направление переноса влаги. Гляциологические области выделяются исходя из особенностей макрорельефа, они совпадают с крупными горными или равнинными территориями, в пределах которых наблюдается единство проявления гляциально-нивальных явлений, отражающееся в своеобразии набора этих явлений и в единых для территории пространственных закономерностях изменения интенсивности и относительной роли этих явлений.

На следующем уровне районирования области делятся на подобласти, районы и подрайоны. При выделении районов учитывают преобладание тех или иных видов нивально-гляциальных явлений (снежного покрова разной продолжительности, снежников, наледей, ледников), степень и тип оледенения, его дисперсность или компактность, тип питания рек и внутригодовое распределение стока, высотную поясность гляциологических явлений. Для Алтае-Саянской области такое районирование было выполнено В.С. Ревякиным [137].

Согласно схеме В.С. Ревякина подобласти выделяются на основе тектонического строения. На территории Алтае-Саянской горной области Алтайскому, Восточносаянско-Хангайскому поднятиям и Хакасско-Монгольскому прогибу соответствуют три меридионально вытянутые подобласти: западная Алтайско-Кузнецкая, восточная Саяно-Хангайская и центральная Минусинско-Монгольская. Следующая градация – округа выделяются в составе подобластей исходя из соотношения тепла и влаги, что находит отражение в спектрах высотной поясности, одним из критериев проведения границ был выбран комплексный показатель зимней континентальности. Всего В.С. Ревякиным было выделено 7 округов. В составе Алтайско-Кузнецкой подобласти: А. Салаиро-Кузнецкий умеренно-континентальный ( $K=1...3$ ), Б. Алтайский умеренно и контрастно континентальный ( $K=2...12$ ); в составе Минусинско-Монгольской подобласти: В. Чулымско-Минусинский континентальный ( $K=7...11$ ), Г. Западносаянско-Таннуольский контрастно-континентальный ( $K=4...12$ ), Д. Монгольский исключительно континентальный ( $K=19...35$ ), в составе Саяно-Хангайской области: Е. Восточно-Саянский контрастно-континентальный ( $K=5...22$ ), Ж. Хангайский исключительно-континентальный.

Округа разделены на районы на основе представлений об ороклиматических барьерах разного порядка. При этом любопытно, что при меридиональной направленности горного сооружения границы областей смещаются относительно линии водораздела в подветренную

сторону за счет метелевого переноса твердых осадков, при широтной направленности адвективная экспозиция уступает ведущее значение радиационной, а границы областей четко соответствуют линиям водоразделов. Другим важнейшим критерием выделения областей в схеме В.С. Ревякина служил снежный покров: по снежности все районы Алтае-Саянской области были разделены на исключительно малоснежные (менее 30 см), малоснежные (30-50 см), умеренно снежные (50-70 см), многоснежные (70-100 см), исключительно многоснежные (толщина снега более 100 см). Кроме того в районах резко расчлененного рельефа создаются большие различия в высоте снежного покрова в долинах и в приосевой части хребта, такие районы были отнесены к категории контрастно снежных. Всего в пределах Алтае-Саянской области В.С. Ревякин выделял 29 районов. Не перечисляя в данной работе весь список этих районов, отмечу, что резкоконтинентальная часть Северо-Запада Внутренней Азии в моем понимании соответствует территории Чуйского высокогорного сильно расчлененного контрастно снежного ледникового района, а также смежными с ним участками Монголоалтайского высокогорного резко расчлененного исключительно контрастно снежного ледникового района.

Схема районирования В.С. Ревякина и краткое описание выделенных на ней районов дает только наиболее общее представление о границах районов и их особенностях. Территориально В.С. Ревякин включает в пределы Чуйского района «...традиционно выделяемый район юго-восточной окраины Русского Алтая и два района в МНР – хребет Сайлюгем и горы Тургени-Ула...». В.С. Ревякин отмечает такие особенности Чуйского района, как его исключительную малоснежность, широкое развитие наледей, мощный ледовый покров на реках, которые часто промерзают зимой. Особо подчеркнем такие упомянутые им особенности района, как существование современных ледников, объединенных чаще всего в своеобразные куполовидные комплексы (системы) и очень большие контрасты снежности. Эти особенности, полагаю, в равной мере можно отнести и к смежным участкам Монголоалтайского района.

## 1.2. Границы территории исследования и ее общие орографические особенности.

Площадь района исследования составляет примерно 49850 км<sup>2</sup>, общая протяженность границ – около 1000 км (Рисунок 3). Протяженность района с запада на восток составляет приблизительно 300 км (от 87°42' до 91°45' в.д.), а с севера на юг – около 250 км (от 50°30' до 48°18' с.ш.).

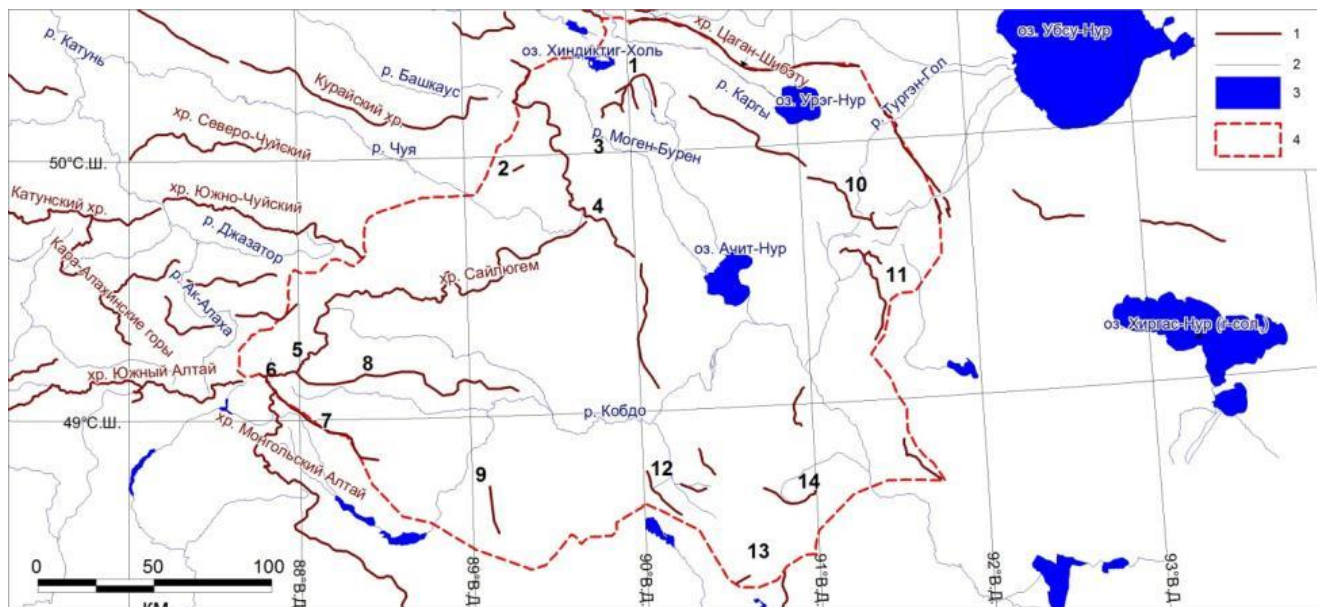


Рисунок 3. Положение территории исследования. Условные обозначения: 1- горные хребты и массивы, 2- реки, 3- озера, 4- границы территории исследования. Индексами на карте обозначены очаги оледенения: 1- массив Монгун-Тайга 2- массив Талдуайр 3- массив Монгун-Тайга-Малая, 4- хр. Чихачева, 5- хр. Сайлюгем, 6- массив Таван-Богдо-Ола, 7- хр. Найрамдал, 8- хр. Согостын-Нуру, 9- массив Ценгел-Хайрхан, 10- массив Тургени-Нуру, 11- массив Хархира-Ула, 12- хр. Хунгуйн-Нуру, 13- массив Сайрын-Ула, 14- хр. Цамбагарав (массив Цаст-Ула).

Территория представляет собой сочетание: преимущественно высокогорных хребтов: Найрамдал (4374), Сайлюгем (до 3625 м), Чихачева (до 4030 м), восток Шапшальского хребта, сочленяющийся с хр. Цаган-Шибэту (до 3500 м); относительно изолированных горных массивов: Монгун-Тайга (3970 м), Тургени-Нуру (3965 м), Хархира (4037 м), Цаст-Ула (4208 м); и высоко расположенных межгорных котловин: Чуйской (1750-1950 м), Джулукульской (2200-2400 м), Тархатинской (2300-2400 м), Бертекской (2200-2300 м), Ачитнурской (1400-1700 м), Урэгнуурской (1400-1600 м), Убсунурской (760-1300 м).

В западной части района преобладает субширотное простираие хребтов, в восточной - субмеридиональное. Типичным элементом высокогорного рельефа являются альпинотипные формы рельефа - цирки, кары, трогии, карлинги. Кроме того значительное распространение

имеют разновысотные остатки поверхностей выравнивания, формирующие платообразные и куполовидные участки, часто непосредственно примыкающие к участкам альпийского рельефа.

Переход между горными хребтами и котловинами почти повсеместно выражен в рельефе очень резко, часто эти участки совпадают с осями тектонических разломов. На днищах котловин располагаются крупные современные озера (Джулу-Куль, Хиндиктиг-Холь, Ачит-Нур, Урэг-Нур), или подобные озера существовали в периоды плейстоценовых оледенений (Чуйская, Бертекская котловины).

Отличительной особенностью территории исследования является ступенчатость рельефа – чередование выровненных участков с малыми уклонами с крутыми склонами, что отличает его, к примеру, от соседних с запада и севера районов Центрального и Восточного Алтая, другим отличием от перечисленных районов является большая доля площади межгорных котловин и их обширность. Напротив, по сравнению с расположенными восточнее преимущественно равнинными территориями Котловины Больших Озер, где горные хребты имеют средневысотный характер и не несут современных ледников или следов древнего оледенения, резкоконтинентальный район Северо-Запада Внутренней Азии – территория с развитым высокогорным рельефом с обилием гляциальных форм и современным оледенением. Необходимо также отметить более значительную преобразованность рельефа исследуемого района древними оледенениями по сравнению со всеми соседними районами, что связано с большой средней высотой этой территории.

Мы подробно рассмотрим особенности этого района и попытаемся более детально установить и обосновать его границы, рассматривая факторы, определяющие характер его современного и древнего оледенения. Здесь уместно исходить из представлений М.В. Тронова об ороклиматической базе горного оледенения.

### 1.3. Ороклиматическая база горного оледенения района исследования

«Ороклиматическая база горного оледенения - это сочетание основных свойств климата и рельефа, обуславливающих само наличие и размеры оледенения, типы ледников и тенденцию их развития» [176]. Ороклиматическая база горного оледенения включает в себя следующие факторы:

1. климатический, или общеклиматический
2. орографический, или ороклиматический
3. морфологический, включающий в себя микроклиматические особенности форм рельефа склонов.

#### 1.3.1. Особенности атмосферной циркуляции, определяющие фоновый климат территории

Климат резкоконтинентального района северо-запада Внутренней Азии определяется его внутриконтинентальным положением, удаленностью от океанов, наличием орографических барьеров, в значительной степени обособливающих его от влияния влажных воздушных масс. Соответственно, для него характерны большие годовые и суточные амплитуды температуры воздуха, малое количество осадков, большая часть которых выпадает в летний сезон, относительно высокие суммы солнечной радиации, связанные как с малой облачностью, так и с южным положением территории, а индексы континентальности приближены к верхним пределам своих значений. Тем не менее, климатические особенности котловин, где расположено большинство метеостанций и гор, к которым приурочены ГК, существенно различаются, поскольку на высотах более 2500 м проявляется влияние западного переноса, что приводит к 2-3 кратному увеличению количества осадков.

В период с ноября по март территория исследования находится в полной мере под влиянием Азиатского антициклона, центр которого расположен совсем близко. В котловинах господствуют южные и юго-западные ветры, в высокогорье преобладают ветры с запада и северо-запада. Преобладает холодная малооблачная погода с малым количеством осадков (всего 15–20 % годовой суммы). Как следствие, снежный покров имеет малую мощность: по данным метеостанции Кош-Агач [114] в январе-феврале его мощность в среднем не превышает 7 см.

Перестройка атмосферной циркуляции при разрушении Азиатского антициклона в апреле-мае приводит к неустойчивой погоде с резкими колебаниями температуры. Существенное охлаждающее влияние оказывает сохраняющийся в горах снежный покров. Количество осадков остается небольшим.

Летом возрастает повторяемость циклонов, развивающихся на арктическом и иногда на полярном фронтах, за счет чего выпадает 35–50 % от годовой суммы осадков, причем в горах



нередки летние снегопады, существенно ослабляющие абляцию. Несмотря на преобладание юго-западного переноса, возможны арктические вторжения, сопровождающиеся интенсивным выпадением осадков. В летнее время за счет интенсивного прогрева межгорных котловин также развивается местный циклогенез, усиливающийся благодаря горному рельефу территории

Осенью с началом перестройки атмосферных процессов происходит увеличение интенсивности атмосферной циркуляции. Возрастает доля твердых атмосферных осадков и уже с октября ноября (а в горах с начала сентября) устанавливается устойчивый снежный покров. С усилением Азиатского антициклона повторяемость циклонов постепенно снижается.

### 1.3.2. Ороклиматические границы региона

В.С. Ревякин [137] отмечает 3 линии главных ороклиматических барьеров на территории Алтае-Саян: Монгольский Алтай - Южный Алтай - Караалахинские горы - Катунский хребет, Тургени-Нуру - Цаган-Шибэту - Шапшальский – Абаканский - Кузнецкий Алатау, Западный Саян - Восточный Саян - Хангайский хребты. Первые 2 линии из перечисленных имеют непосредственное отношение к границам района исследований, который в климатическом отношении выделяется как территория с аридным резко континентальным климатом, в значительной степени изолированная от влагонесущих западных атмосферных потоков. Малое количество твердых осадков в сочетании с метелевым переносом на фоне контрастности рельефа обеспечивает большие контрасты снежности. При этом специфической особенностью района исследования является повышенная зимняя континентальность климата (по данным И.А. Бересневой [8] значения индекса зимней континентальности ( $I_k$ ) в пределах района исследования достигают 160, (с. 21)) в сочетании с экстрааридностью (значения радиационного индекса сухости достигают 8, (с. 10)) и одновременное, наличие современного оледенения и следов мощного древнего оледенения. Подобное сочетание кажется парадоксальным, но благодаря специфическим региональным чертам оледенение региона сохраняется в крайне неблагоприятных для него климатических условиях.

Северо-западная граница района исследований проходит от массива Галдуайр, по водоразделу короткого отрезка хр. Чихачева северо-восточного простирания, затем пересекает Джулукульскую котловину по водоразделу между озерами Джулукуль и Хиндиктиг-Холь. При этом Джулукульский ледоём, являющийся сложной древней гляциогенной системой остается за пределами региона, поскольку основным источником его питания служили хорошо увлажненные юго-западные склоны Шапшальского хребта, находящиеся в более гумидных и менее континентальных условиях. На северо-северо-востоке короткий восточный отрезок Шапшальского хребта и его продолжение – субширотный участок хребта Цаган-Шибэту являются четким ороклиматическим рубежом, отделяющим аридные сочетания гор и

котловины резкоконтинентального района северо-запада Внутренней Азии от относительно более влажных и заснеженных хребтов Западного Саяна, Западного Танну-Ола и Хемчикской котловины. Смежные с востока и юго-востока районы Котловины Больших Озер имеют схожие климатические особенности, отличаясь лишь более высокими летними температурами и еще большей аридностью и малоснежностью (что связано с котловинным или низкогорным рельефом территории), однако отсутствие здесь горных сооружений с современным оледенением или хотя бы со следами древнего оледенения заставляет нас не включать эту территорию в наше исследование. Соответственно, восточная граница района проходит по оси восточной части хребта Цаган-Шибэту, далее по восточным подножьям массивов Тургени-Нуру и Хархира-Ула и далее к хребту Алтан-Хухийн-Нуру, после чего граница поворачивает на запад. Далее мы включаем в пределы исследуемого района ряд горных сооружений, относящихся к системе Монгольского Алтая, но при этом относительно обособленных и отделенных от основного водораздельного хребта Монгольского Алтая впадинами Тон-Нур, Хулюйтин-Худо (Сагсай-Гол), Цаган-Эрз, Хара-Борэг (Верхнекобдинской). Эти сооружения протягиваются цепочкой с юго-востока на северо-запад, начиная с массива Цамбагарав (4208 м) и расположенного примерно в 30 км юго-западнее массива Сайрын-Ула (3981 м), далее хребет Хунгуйн-Нуру (3820 м) и хребет Ценгел-Хайрхан (3943 м), граница района исследований проводится нами по южным подножьям этих сооружений. Естественным продолжением этих возвышений служит хребет Найрамдал. Здесь граница района проводится по водоразделу хребта, поскольку древние ледники юго-западного склона составляли в прошлом единое целое с ледниками главного хребта Монгольского Алтая, наполняя ледом впадины Хара-Борэг. Современные и древние гляциогенные системы главного (водораздельного) хребта Монгольского Алтая существуют в более гумидных климатических условиях и их рассмотрение выходит за рамки исследования. По этой же причине за границей района исследования остаются юго-западные склоны массива Таван-Богдо-Ола, но в его пределы попадают северо-восточный и северный склоны массива. Далее от западной окраины массива граница резко поворачивает на север.

Рельеф на западной границе района исследований носит сложный характер – преобладает субширотное (т.е. перпендикулярное общему направлению западной границы района исследований) простираение горных хребтов (Южный Алтай, Сайлюгем, Южно-Чуйский), исключениями являются только лежащие западнее относительно низкие Караалахинские горы и Поперечный хребет, соединяющий горные сооружения Северо-Чуйского и Южно-Чуйского хребтов. Поэтому для более четкого обоснования положения западной границы района исследований автор построил карту распределения годового количества осадков для района исследований и прилегающих ему территорий. Годовое

количество осадков характеризует и степень гумидности/аридности и уровень снежности (поскольку возрастание годового количества осадков и рост доли твердых осадков параллельно имеют место при увеличении высоты). Сеть метеостанций Алтая недостаточно обеспечивает территорию исследования данными, особенно в высокогорье, поэтому мы дополнили средние многолетние данные расчетными значениями. Последние были выполнены на основе высотных плевнимоетрических градиентов, полученных нами в работе [38] для расчета количества осадков на уровне фирновой границы ледников. Метеостанции и гидропосты, информация по которым использовалась при составлении карты, показана на рис. 4.

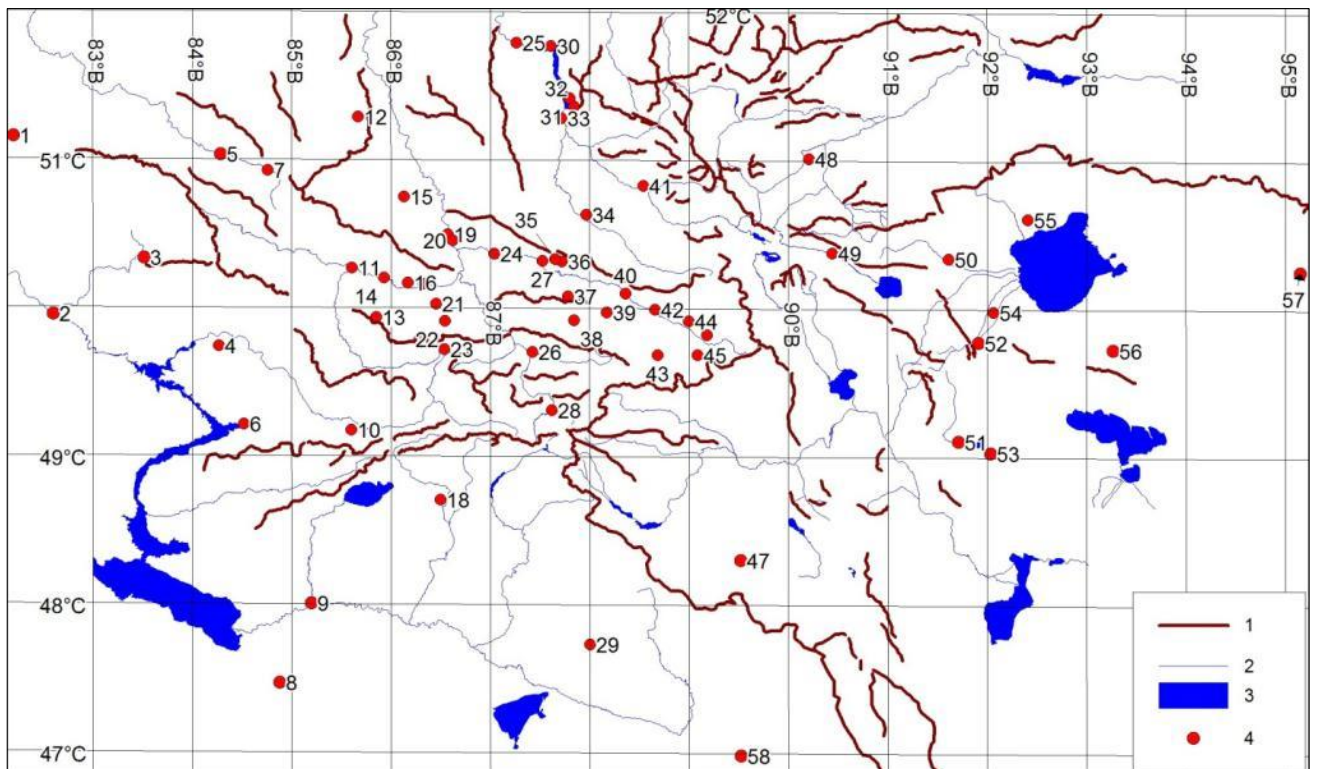


Рисунок 4. Метеостанции и метеопосты, информация по которым использовалась при составлении карты среднего годового количества осадков. Условные обозначения: 1- горные сооружения, 2- реки, 3- озера, 4- метеостанции и гидропосты: 1-Змеиногорск, 2- Усть-Каменогорск, 3-Лениногорск, 4- Зыряновск, 5- Усть-Кумир, 6- Большенарымское, 7-Усть-Кан, 8-Зайсан, 9- Буран, 10-Катон-Карагай, 11-Усть-Кокса, 12-Шебалино, 13-Мульта, 14-Нижний Уймон, 15-Онгудай, 16-Катанда, 17-Тюнгур, 18-Пос. Орловский, 19-Малый Яломан, 20-Иня, 21-Кара-Тюрек, 22-Аккем, 23-Катунь, 24-Белый Бом, 25-Артыбаш, 26-Джазатор, 27-Чибит, 28-Бертек, 29-Алтай, 30-Яйлю, 31-Беле, 32 Кыгинский залив, 33- Балыкча, 34-Усть-Улаган, 35-Устье р. Белой (Акташ), 36-Рудник, 37-Актру, 38-Тол-Тура, 39- Бельтир, 40-Чаган-Узун, 41-Чодро, 42-Кош-Агач, 43-Чаган-Бургазы, 44-Кокарю, 45-Уландрык, 46-Бар-Бургазы, 47-Алтай (Баян-Олги), 48-Тээли, 49-Мугур-Аксы, 50-Сагил, 51-Хар-Ус (Умнэ-Гоби), 52-Тариалан, 53-Улгий (Хар-Ус), 54-Улангом, 55-Давст, 56-Малчин, 57-Эрзин, 58-Фуюнь.

Анализ полученной карты годовых сумм осадков позволяет более обоснованно провести северо-западную границу резкоконтинентального района Северо-Запада Внутренней Азии. Она

проходит (рис. 3) по водоразделу между Акалахинским и Калгутинским понижениями Бертекской котловины, далее на запад по оси хр. Кызыл-Тас, на север к горе Майтобе и поворачивает на восток-северо-восток к Тархатинской котловине. Этот рубеж соответствует восточной границе зоны больших горизонтальных градиентов количества осадков (до 12-25 мм/км) при их резком уменьшении с запада на восток. Затем граница проходит по северному подножью хр. Сайлюгем и поворачивает на северо-восток к массиву Талдуайр.



Рисунок 5. Среднее годовое количество осадков в районе исследования и прилегающих территориях. Условные обозначения: 1- горные сооружения, 2- изолинии количества осадков. Индексами на карте обозначены: 1-массив Таван-Богдо-Ола, 2- массив Талдуайр, 3- хр. Чихачева, 4- массив Монгун-Тайга, 5- хр. Ценгел-Хайрхан, 6- хр. Хунгуйн-Нуру, 7- массив Сайрын-Ула, 8- хр. Цамбагарав., 9- массив Тургени-Нуру, 10- массив Хархира-Ула.

При проведении северо-западной границы района исследования возникают сложности с определением территориальной принадлежности северного склона хр. Южный Алтай в верховьях реки Ак-Алаха и плоскогорья Укок, а также восточного отрезка Южно-Чуйского хребта. В высокогорной части этих территорий выпадет значительное количество осадков, причем в первом районе их количество приближается к 1000 мм. Таким образом, современные ледники этих территорий находятся в менее континентальных климатических условиях. В то же время, следы древних ледников, располагающиеся в котловинах у подножий этих хребтов, попадают в весьма аридные условия, например в Бертеке среднее многолетнее количество осадков составляет 201 мм в год, в Бельтире - 132 мм, в Чаган-Узуне- 196 мм. Концы древних ледников спускались глубоко в котловины, удаляясь от питающих их хребтов на 30-50 км. Мы

руководствовались соображениями о том, что зона питания древних ледников находилась в верхнем диапазоне высот горных хребтов, где сейчас отмечается относительно большое количество осадков. Кроме того, вероятно в эпохи древних оледенений при более обильном, чем сейчас, увлажнении границ аридных и гумидных районов Алтая несколько смещалась к востоку. Соответственно, данные территории не были включены в район исследования.

В целом для района исследований характерна годовая сумма осадков менее 400 мм. Отметим, что два древних ледоёма Алтая – Акалахинский и Джулукульский, существование которых не подвергалось сомнению практически никем из исследователей, располагались у границ района исследования в местах наиболее активного проникновения воздействия влагонесущих потоков: юго-западного в первом случае и северо-западного во втором. Вероятно, именно у западных и северных границ района имело место наиболее благоприятное для оледенения сочетание высоты местности и количества осадков, далее вглубь района, несмотря на увеличение средней высоты территории, количество осадков падало.

Западная и северо-западная граница резкоконтинентального гляциального района Внутренней Азии также прослеживаются при рассмотрении поля летних температур, определяющих условия абляции ледников и снежников. В работе использовано поле температур на высоте 2500 м в районах современного оледенения Алтая, построенное В.П. Галаховым (Рисунок 6).

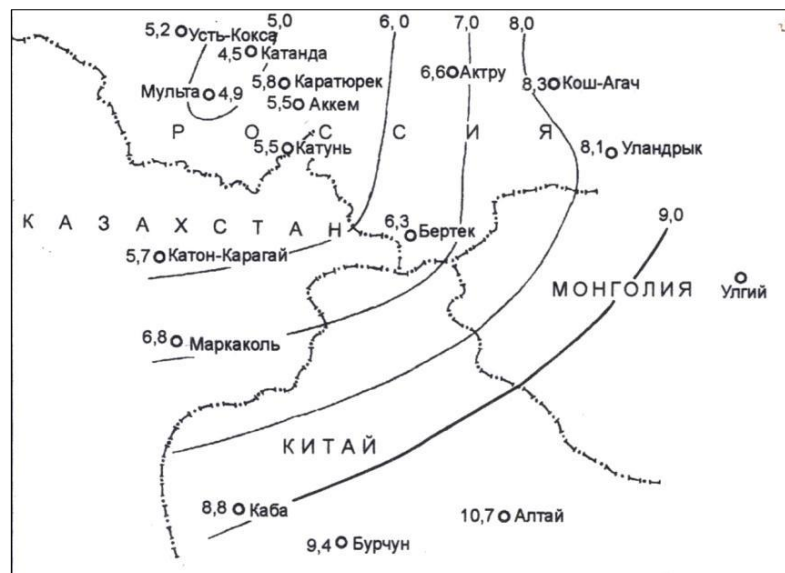


Рисунок 6. Поле температур на высоте 2500 м в районах современного оледенения Алтая [29].

В.П. Галахов отмечал, что восточнее Аргута имеет место нарушение широтного распределения средних летних температур, что связывается им с затрудненным воздухообменом вследствие барьерного эффекта Северо-и Южно-Чуйских хребтов. Вероятно,



резкое уменьшение облачности в летние сезоны при удалении от западной границы района приводит к повышению средней летней температуры за счет увеличения инсоляции.

### 1.3.3. Динамика климата

Выявление закономерностей изменчивости осадков в горных условиях затруднительно из-за мозаичности их пространственного распределения, наличия орографических барьеров и ячеек местной атмосферной циркуляции. Однако, сопоставление данных по изменчивости годовых сумм осадков в период с 1966 по 2013 г. для двух наиболее длиннорядных метеостанций региона – Кош-Агач и Мугур-Аксы показывает несомненное подобие этих рядов (рис. 7), хотя расстояние между метеостанциями примерно 135 км, и они расположены по разные стороны хр. Чихачева.

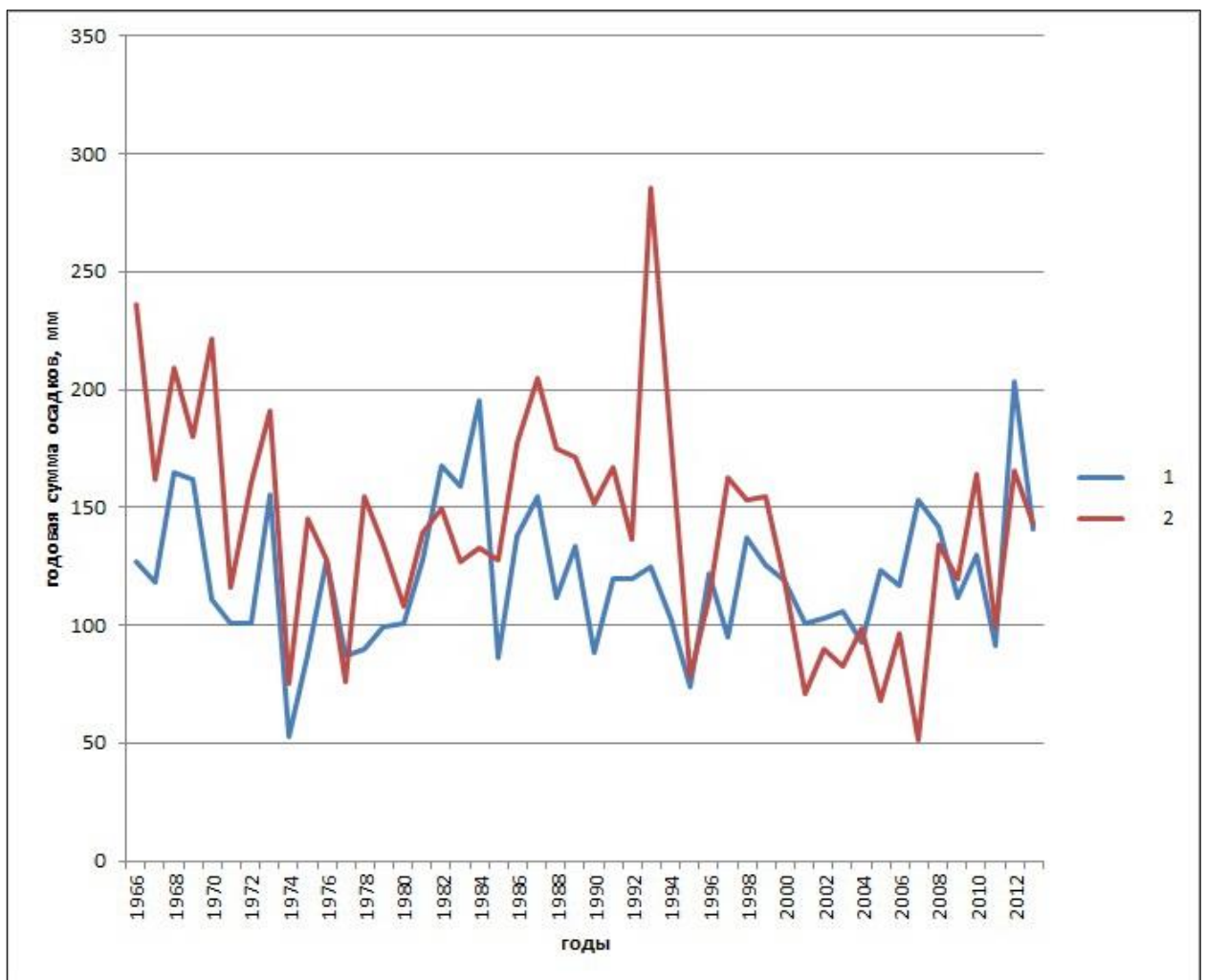


Рисунок 7. Изменение годовой суммы осадков (мм) по данным метеостанций Кош-Агач (1) и Мугур-Аксы (2). Многолетние данные получены на сайте Всероссийского научно-исследовательского института гидрометеорологической информации - мировой центр данных [25].

Изменчивость средних летних и средних годовых температур по данным обеих станций имеет еще большую степень сходства (рис. 8).

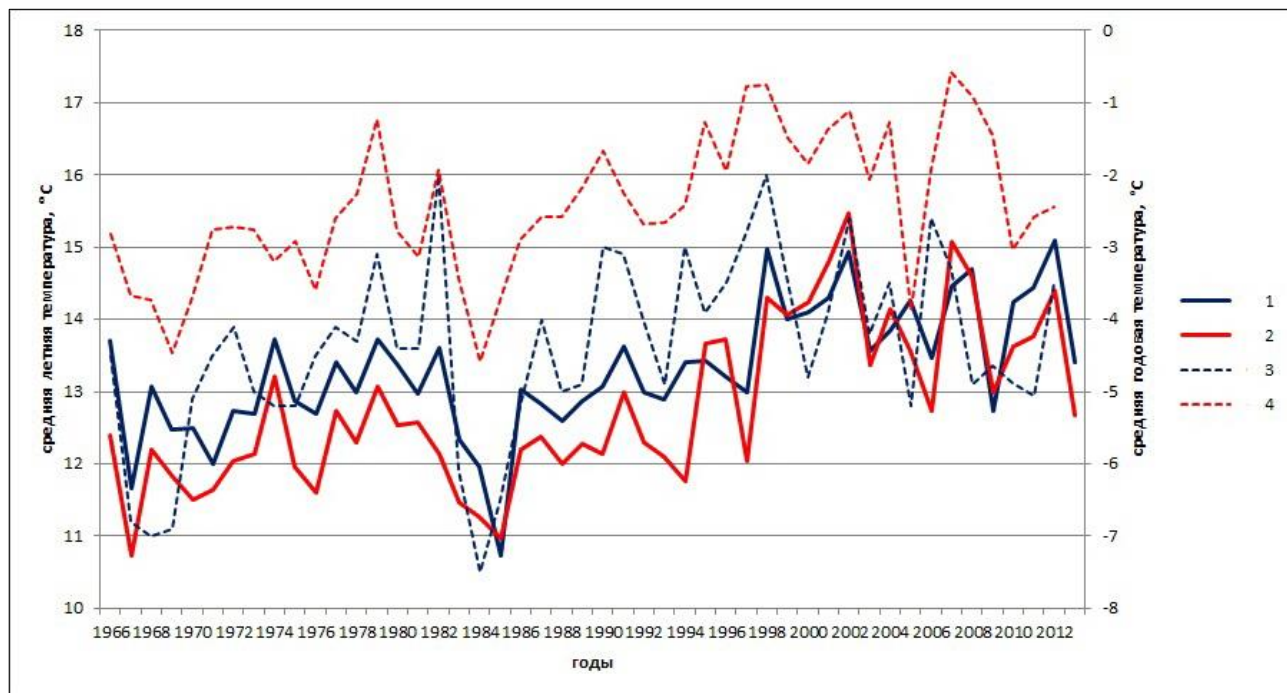


Рисунок 8. Многолетняя изменчивость средней летней и средней годовой температуры, °С, по данным метеостанций Кош-Агач (1, 3) и Мугур-Аксы (2, 4) [25].

Основываясь на сходстве многолетнего режима осадков и температуры, мы рассчитали средние по двум станциям значения средней летней и средней годовой температуры и годовой суммы осадков и построили обобщенные кривые их многолетнего хода (Рисунок 9) в относительных значениях, сглаженных методом скользящей средней по трехлетним интервалам.

Данные кривые можно считать показательными для колебаний температуры и осадков в регионе. При их анализе обращает на себя внимание синхронность колебаний температуры и количества осадков, относительно теплым периодам соответствуют засушливые условия, а холодным – более влажные. Отчетливо выделяется цикличность с периодом около 25 лет. За период наблюдений проявилось два теплых и засушливых отрезка – примерно в 1973–1980, 1999–2007 гг. и три прохладных и влажных – до 1970 года, 1982–1994 гг. и начиная с 2009 г. Также отмечается отчетливый тренд к потеплению и слабый тренд к уменьшению количества осадков. Последнее похолодание не очень четко проявляется на кривой летних температур, но заметно после 1998 г. на обобщенной кривой годовых температур, причем температуры нескольких последних лет – наиболее низкие с конца 1980-х гг.

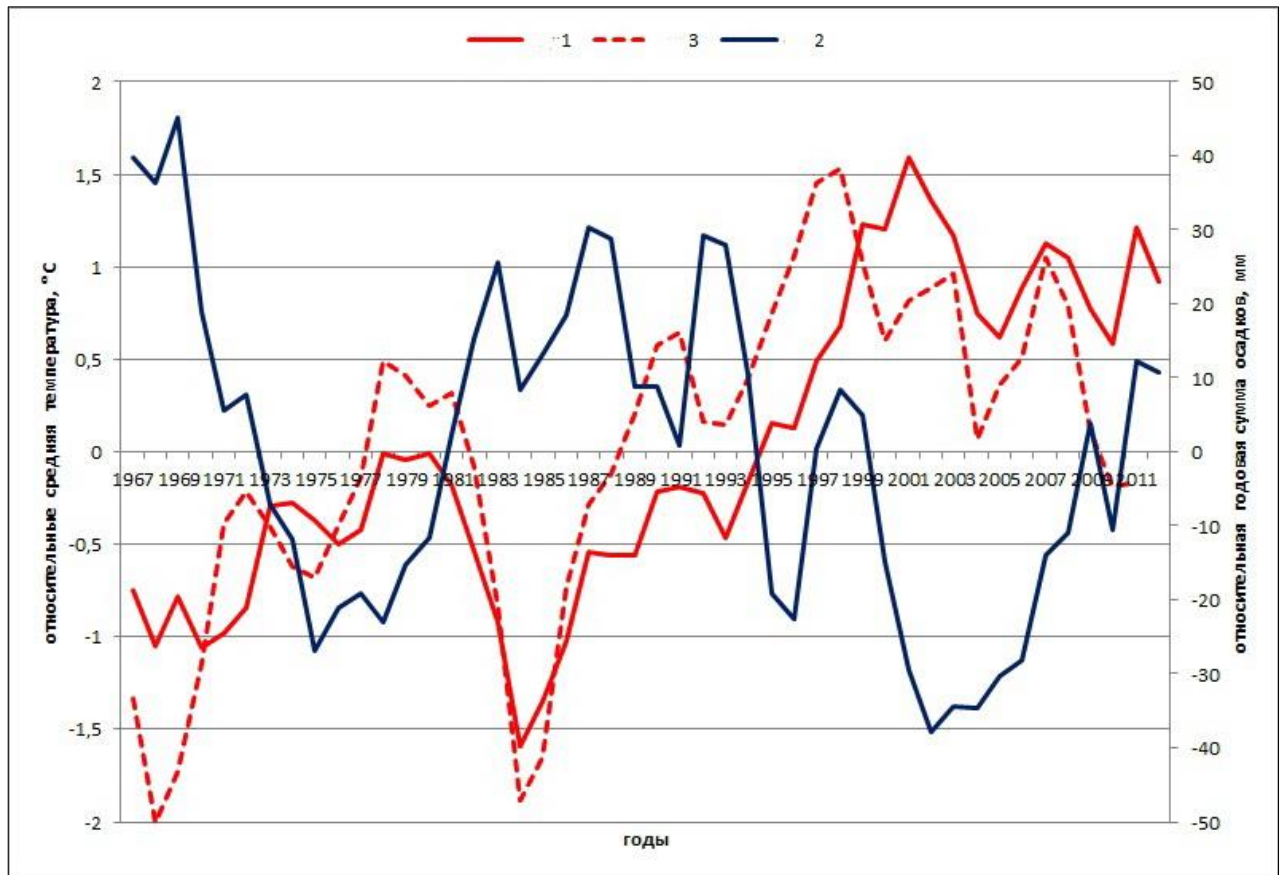


Рисунок 9. Обобщенная региональная кривая колебаний относительных значений (от средних для периода 1966–2013 гг.) средней летней температуры, °С, (1), годовой суммы осадков, мм, (2) и средней годовой температуры, °С, (3)

Среди климатических событий последних десятилетий отдельного внимания заслуживает экстремально сухой период 2001-2008 гг. с кульминацией в 2007 г., который характеризовался годовым количеством осадков в Чуйской котловине, равным всего 100-120 мм, а еще восточнее в Каргинской впадине у подножья массива Монгун-Тайга всего 50-100 мм. Проводившиеся нами непосредственные наблюдения на территории массива Монгун-Тайга в летние сезоны 2007-2008 гг. показали, что значительное уменьшение количества осадков имело место и в его высокогорной части. Примечательно, что параллельно с тенденцией к уменьшению годового количества осадков имела место тенденция к сокращению доли летних осадков в их общем годовом количестве (в среднем на 10%). Данный факт отчасти объясняет возможный механизм аридизации: в первую очередь имело место снижение количества летних осадков, что в свою очередь было связано с уменьшением повторяемости затоков холодного воздуха с северо-запада, как правило, обостряющих местный циклогенез и вызывающих наиболее обильные летние осадки.



### 1.3.4. Морфологические особенности рельефа региона

Нельзя не отметить, что само наличие ледника и его морфология непосредственно связаны с формами рельефа, поэтому логичнее всего начать с рассмотрения тех из них, что являются наиболее характерными.

#### *Поверхности выравнивания-*

Согласно определению, данному А.И. Спиридоновым [165]: «термин «поверхность выравнивания» в широком смысле следует применять для обозначения рельефа со сглаженными очертаниями гор, свидетельствующий об определенном этапе геоморфологического развития территории (этапе выравнивания) и при определенных тектонических условиях (стр. 70). В подобной широкой трактовке подобный тип рельефа рассматривался в качестве пенеплена ([44], [85]), «древней выровненной поверхности» [47], «древней поверхности выравнивания» [7], [24], «реликтового рельефа» [60]. В работе С.И. Масарского и Г.И. Рейснера [94] понятию поверхность выравнивания противопоставляется понятие «древний рельеф», под которым обозначаются останцы относительно выположенного рельефа, который возник в результате переработки поверхностей выравнивания на начальных этапах активизации тектонических движений в неоген-четвертичное время (с. 16). Применительно к нашей работе подобные разделения, равно как и возраст формирования исходных поверхностей выровненного рельефа не принципиален, представляет важность лишь возможность развития на них современных и древних ледников.

Выделенные нами участки рельефа вполне соответствуют определению Ю.П. Селиверстова [150], данному для поверхностей выравнивания Таннуолского центробежного бассейна, в пределы которого попадает север района данного исследования. Это холмистые, холмисто-увалистые, увалистые и волнистые поверхности с уклонами 5-7, редко до 10-12, которые занимают междуречные пространства и водораздельные участки хребтов и, как правило, формируют наиболее высокий ярус рельефа (с. 145). Именно в соответствии с этими критериями были картированы нами поверхности выравнивания в пределах резко континентального района северо-запада Внутренней Азии.

Проведенный картометрический анализ топоосновы 1:100000 по территории исследования, с привлечением космических снимков Landsat разрешением 30 м и 15 м за 2000 г. позволил определить основные закономерности пространственного распределения поверхностей выравнивания (Таблица 2).

Таблица 2. Площади поверхностей выравнивания в различных высотных интервалах и интенсивность выравниваемости для разных орографических структур резкоконтинентального района северо-запада Внутренней Азии.

Орографическая структура (хребты, массивы)	Площадь, км <sup>2</sup>							сумма	I <sub>в</sub> , км <sup>2</sup> /км
	Высотный интервал								
	4200-4000	4000-3800	3800-3600	3600-3400	3400-3200	3200-3000	3000-2800		
Сайлюгем (запад)				16,7	25,5	40,9	66,4	144,1	2,4
Сайлюгем (центр)				1,5	21,1	21,5	78,5	122,6	2,2
Сайлюгем (восток)						2,6	53,8	56,4	2,1
Чихачева (север)				0,7	6,7	32,0	36,9	76,3	0,9
Чихачева (юг)	0,1	1,7	3,6	6,5	9,5	10,3	5,6	37,3	1,5
Монгун-Тайга		2,0	4,4	9,7	11,8	32,5	34,6	95	2,1
Цаган-Шибэту					2,7	0,7		3,4	0,1
Таван-Богдо-Ола				1,1	1,8	7,2	0,6	16,1	1,0
Согостын			0,2	2,7	17,4	52,5	9,6	82,4	2,2
Найрамдал			1,7	18,4	50,9	43,4	6,8	121,2	1,9
Тургени-Нуру			0,5	4,7	13,8	26,6	39,6	85,2	1,5
Хархира-Нуру			3,9	8,5	42,1	36,1	18,7	109,3	2,9
Ценгел-Хайрхан		1,85	4,9	16,9	32,2	38,2	31,1	125,2	3,8
Сайрын-Ула		0,4	3,2	4,6	5,8	9,9	7,4	31,3	1,5
Хунгуйн-Нуру				11,9	14,1	30,2	30,2	86,4	1,9
Цамбагарав	5,0	27,5	37,0	37,5	13,5	22,4	33,8	171,7	4,5

Общая площадь поверхностей выравнивания в районах развития современного и древнего оледенения на высотах более 2800 м составила около 1425 км. Обращают на себя следующие выявленные закономерности:

1. Сдвиг максимума площадей поверхностей выравнивания от 2800-3000 м на северо-западе до 3400-3600 м на юго-востоке. Эта тенденция согласуется как с ростом максимальной высоты горных сооружений, так и с увеличением средней высоты территории в этом направлении.
2. Увеличение площадей поверхностей выравнивания с севера на юг. Поскольку горные сооружения района исследования разномасштабны, мы использовали относительный показатель – отношение общей площади поверхностей данного хребта или массива к его

протяженности, т.е. среднее количество квадратных километров поверхности выравнивания на один километр протяженности горного сооружения (назовем этот показатель интенсивность выравниваемости  $I_v$  по аналогии с интенсивностью оледенения). Значения  $I_v$  возрастают от величин менее 1 км<sup>2</sup>/км на севере до 3-4 и более на юге района. Вероятно, причиной этого служит изменение базиса эрозии с переходом от бассейна Северного Ледовитого океана к бассейну внутреннего стока. Кроме того, с увеличением аридности и ростом континентальности климата падает роль водной эрозии и возрастает роль морозного выветривания

3. Как правило, на северных и западных склонах горных хребтов и массивов территории исследования рельеф носит более расчлененный характер, а поверхности выравнивания тяготеют к восточным и южным склонам. Вероятная причина та же, что и для предыдущего пункта - изменение базиса эрозии и разная степень увлажнения разных склонов.
4. Характерной чертой поверхностей выравнивания территории исследования является увеличение контрастов между ними и окружающими участками с увеличением их абсолютной высоты. Это достигается, во-первых, увеличением крутизны склонов на их внешнем периметре за счет увеличения интенсивности физического выветривания и более интенсивного выноса продуктов выветривания водными потоками благодаря увеличению увлажненности. Особенно возрастает крутизна этих склонов за счет нивации и деятельности ледников, наличие которых напрямую зависит от высоты. Как следствие, по периметру наиболее высоко находящихся поверхностей выравнивания часто врезаны кары и цирки. Нередко сохранившиеся участки поверхностей выравнивания имеют облик пологих куполовидных форм, в северный склон которых напротив вершины врезан кар, постепенно срезающий ее. В некоторых случаях, как например, на субширотном отрезке хр. Сайлюгем, кары врезаны только с северной стороны, за счет чего северная граница этих поверхностей носит четкий и контрастный облик, а южная – неявный и размытый. Наличие подобных каров и цирков является несомненным свидетельством наличия в прошлом на этих поверхностях выравнивания плосковершинных ледников и может служить их диагностическим признаком. Как будет показано ниже, сложные комплексы, объединяющие плосковершинный ледник и ледники во врезанных по его периметрам карах и цирках, является характерной чертой исследуемой территории.
5. С увеличением абсолютной высоты поверхности выравнивания часто отмечается уменьшение ее уклонов и увеличение степени выравниваемости, что, видимо, вызвано ее консервацией плосковершинными ледниками, выравнивание процессами солифлюкции

после их деградации, интенсивным физическим выветриванием и нивацией, срезающими неровности. Деятельность последней часто вызывает формирование своеобразной ступенчатости, когда изначально слабонаклонная поверхность разбивается на серию плоских ступеней, разделенных крутыми, но невысокими нивальными уступами и забоями.

Наличие поверхностей выравнивания как характерной черты рельефа резко континентального района северо-запада Внутренней Азии играет огромную роль в выживании современных ледников в неблагоприятных климатических условиях, в особенности в сочетании с врезанными в них карами и цирками, в подобном случае поверхности выравнивания играют роль приемника-распределителя, а кары и цирки - накопителя твердых осадков, что приводит к более эффективной и многократной их концентрации. Как результат, современные ледники развиваются в случаях подобного сочетания на уровнях, где при наличии только альпинотипных форм ледники отсутствуют. Например, примерно в 30 км к юго-западу от массива Монгун-Тайга расположен высокогорный участок хр. Чихачева с вершиной Монгун-Тайга Малая (3718 м). Это примерно на 50 м выше, чем верхняя точка малого ледникового комплекса массива Монгун-Тайга, однако современное оледенение на примыкающих к вершине Монгун-Тайга Малая участках представлено остаточными образованиями, переходными к многолетним снежникам. Вероятная причина этого - присутствие здесь только альпинотипных форм рельефа без поверхностей выравнивания.

#### ***Кары и цирки: высотное и экспозиционное распределение.***

Важнейшим элементом современных высокогорных ГК являются кары и цирки, служащие также основой орографической базы большинства современных ледников. Следует отметить, что понятие кары в работах большинства исследователей включает в себя собственно кары и цирки. Различия между этими образованиями часто не рассматриваются, а цирки и кары берутся единым массивом. Отметим некоторые отличительные черты этих форм рельефа.

Характерной особенностью ледникового кара является наличие на днище котловины и сглаженного скалистого порога, отделяющего эту котловину от нижележащей эрозионной ложбины. Как отмечал Л.Н. Ивановский [69], цирк - более масштабное образование, в котором в ледниковое время происходит слияние ледников, выдвигающихся из каров, расположенных выше по склону. В отличие от кара цирк переходит не в эрозионную ложбину, а открывается в долину-трог. На основании картометрического анализа топоосновы в масштабе 1:100000, сопряженного с дешифрированием космических снимков и аэрофотоснимков в пределах исследуемого района было выявлено 961 кар и цирк, получены данные об абсолютной высоте днищ цирков, относительной глубине их врезанности и экспозициям (табл. 3).

Таблица 3. Высотное распределение каров и цирков (% от суммарного количества) центров оледенения северо-запада Внутренней Азии

A	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
N	26	137	104	125	69	39	71	52	24	75	39	77	21	45
P	0	20	6	31	9	0	23	44	50	55	33	22	24	24
$I_k$	0,8	1,5	0,59	2,51	0,68	0,35	0,61	0,69	0,81	11,6	0,60	0,85	0,50	0,47
> 3800									4,2	3,9				
3700-3800		0,7						1,9	12,5	4,0				4,4
3600-3700		3,6		0,8				1,9	16,7	6,7				2,2
3500-3600				2,4			5,6	5,8	16,7	4,0			14,3	15,6
3400-3500				1,6			2,8	5,8	12,5	1,3	2,6		28,6	8,9
3300-3400		2,2		7,2	2,8		15,5	26,9	16,7	8,0	10,3	5,2	14,3	13,3
3200-3300		5,8	1,9	12,8	11,6	1,3	18,3	3,8	4,2	14,7	17,9	16,9	28,6	6,7
3100-3200	7,7	4,4	5,7	21,6	11,6	7,7	9,9	28,8		12,0	20,5	27,3	14,3	20,0
3000-3100	11,5	18,2	8,6	26,4	13,0	12,8	21,1	9,6		14,7	23,1	28,6		20,0
2900-3000	3,8	14,6	29,8	16,8	17,3	35,9	15,5	9,6		17,3	15,4	14,3		4,4
2800-2900	30,8	19,0	20,2	8,8	24,6	7,7	2,8	1,9		8,0	5,1	6,5		
2700-2800	11,5	21,9	17,3	1,6	8,7	20,5	7,0	1,9		4,0	5,1			
2600-2700	30,8	5,8	6,7		8,7	12,8	1,4			1,3		1,3		2,2
2500-2600	3,8	3,6	7,6		1,4	2,5								2,2

Примечания. А- районы: 1- Цаган-Шибэту, 2- Монгун-Тайга, 3- север хр. Чихачева, 4- юг хр. Чихачева, 5- запад хр. Сайлюгем, 6- центр хр. Сайлюгем, 7- Тургени-Нуру, 8- Хархира, 9- Таван-Богдо-Ола, 10- Найрамдал, 11- Ценгел-Хайрхан, 12- Хунгуйн-Нуру, 13- Сайрын-Ула, 14- Цамбагарав; N- число цирков, P- доля цирков (%), занятых ледниками,  $I_k$ - интенсивность карообразования ( 1/км),

Абсолютное количество каров в пределах рассмотренных горных сооружений не вполне отражает степень альпинотипности рельефа в силу их разномасштабности. Поэтому мы использовали относительный показатель - интенсивность карообразования ( $I_k$ ), введенный в научный обиход и апробированный нами для модельного массива Монгун-Тайга [35, 93]. Данный показатель представляет собой отношение количества каров на склоне данной экспозиции к длине несущего горного гребня. В табл. 3 рассчитаны средние для каждого горного сооружения значения, поэтому в качестве несущего горного гребня рассматривался основной водораздел соответствующего хребта или массива и его протяженность.

Наиболее высокие значения  $I_k$  получены для массива Монгун-Тайга, южной части хр. Чихачева и хр. Найрамдал. Большая абсолютная высота этих горных сооружений обеспечивает большой вертикальный диапазон развития каров и цирков и высокую энергию эрозионных процессов. Одновременно их положение у границы бассейна внутреннего стока и бассейна Северного Ледовитого океана дает возможность перехватывать влагу в количестве, достаточном для поддержания высокой интенсивности нивальных процессов. Расположенные восточнее высокие горные хребты и массивы (Хархира-Нуру, Цамбагарав, Ценгел-Хайрхан) отчасти находятся в их орографической тени, что означает меньшее количество осадков и меньшую интенсивность эрозии при одновременно более высоком положении фирновой границы. Кроме того, большая высота подножий Хархира-Нуру, Цамбагарав и Ценгел-Хайрхан является дополнительной причиной их относительно слабой расчлененности.

Из 961 каров и цирков 231 (24%) вмещают в себя современные ледники. Наиболее высокая доля цирков, занятых ледниками приходится на самые высокие горные сооружения района исследований: массив Таван-Богдо-Ола, хр. Найрамдал, массив Хархира-Нуру. Исключением в этом правиле служит хр. Цамбагарав, где несмотря на то, что абсолютная высота превышает 4200 м кары и цирки не имеют развития на больших высотах, а врезаны по периферии основных возвышений, кроме того в силу большой высоты фирновой линии ледники здесь почти не имеют возможности существовать в настоящее время в имеющихся карах.

При рассмотрении высотного распределения цирков и каров обращают на себя внимание некоторые его пространственные особенности. Во-первых, отмечается смещение высотного максимума встречаемости каров и цирков вверх при движении с севера на юг, достигающее 450-650 м. В направлении с запада на восток каровый максимум также смещается вверх, однако амплитуда изменения высоты меньше примерно на 200 м. Поскольку в настоящее время кары, относящиеся к этому максимуму преимущественно свободны от ледников, можно сделать вывод, что данное явление отражает изменение положения снеговой линии в ледниковые эпохи прошлого. При этом различия в широтном положении северных и южных частей исследуемого

района не слишком велики (около 2°, 200-250 км) и соответствующие изменения инсоляции и температуры воздуха не могут быть причиной такой большой высотной разницы. Вероятно, основной причиной отмеченного явления служат имевшиеся в прошлом различия в количестве осадков, что, например, могло происходить при движении основных влагонесущих потоков с северо-запада, в частности по долине р. Чулышман. Наибольшее количество осадков в пределах территории исследования при таком сценарии должно было получать горное обрамление Джулукульской котловины – север хр. Чихачева, северные склоны массива Монгун-Тайга, запад хр. Цаган-Шибэту. Из-за перехвата этими горными сооружениями основной части влаги к юго-востоку количество осадков резко убывало.

О последнем свидетельствует, например, изменения положение нижнего предела распространения каров. Так вдоль восточного склона хр. Чихачева нижняя граница распространения каров и цирков резко повышается в направлении от Джулукульской котловины к дол. р. Аспайты (на протяжении примерно 40 км с северо-запада на юго-восток) – примерно от 2550 до 2900 м. Отметим также резкое уменьшение количества цирков, а далее и полное их исчезновение на протяжении всего 25 км вдоль южного склона хребта Цаган-Шибэту в направлении с запад-северо-запада на восток-юго-восток.

Одним из традиционных вопросов, связанных с вертикальным распределением каров и цирков является наличие или отсутствие упорядоченности такого распределения, т.е. расположены ли кары ярусами, время создания которых может соответствовать ледниковым колебаниям определенного порядка. О проблеме ярусности каров писали многие исследователи, в частности Л.Н. Ивановский [69], В.В. Заморуев [61], Е.В. Максимов [91]. Одни авторы утверждают, что кары образуют закономерно расположенные ярусы (Е.В. Максимов выделяет по вертикали 18 таких ярусов), закладывающиеся на высотах, соответствующих положению снеговой границы в определенные ледниковые стадии и межстадиалы, когда она стабилизируется. Другие авторы отрицают связь каровых ярусов с кратковременными периодами стабилизации снеговой границы, справедливо отмечая, что каровые ледники и кары могут возникать одновременно как на уровне климатической снеговой границы, так и на многие сотни метров ниже. Расположение же каров на одних высотах часто связано с доледниковыми особенностями рельефа - ступенчатостью, наличием дизъюнктивов, эрозионными уровнями и т.д.

Основываясь на наших исследованиях данной проблемы в горах резкоконтинентального района северо-запада Внутренней Азии, мы полагаем, что статистические обобщения большого количества каров и цирков по разным горным хребтам этого района, пусть даже и не в абсолютных, а в относительных единицах (у Е.В. Максимова это высота относительно современного положения снеговой границы) лишены оснований. Высота снеговой границы в

условиях аридных высокогорий часто различается на сотни метров даже в пределах одной долины, поскольку ее положение в основном определяется не столько температурой на соответствующем высотном уровне, а степенью концентрации твердых осадков, сильно различающейся и на одинаковых высотных уровнях. Как показывают результаты наших многолетних наблюдений на территории массива Монгун-Тайга, высота фирновой границы на ледниках всего за несколько лет порой испытывает колебания до 400 м. Соответственно, не приходится говорить о приуроченности наиболее интенсивной нивации на каком-либо отрезке времени, необходимым для возникновения каров, к строго определенному уровню

В то же время по вертикальному профилю долин разных горных сооружений исследуемого района часто отмечаются так-называемые ступенчатые кары, т.е. кары и цирки расположенные непосредственно друг над другом. Л.Н. Ивановский [69] на Алтае выделял следующие основные группы ступенчатых каров: каровая лестница, каровая долина, характеризующаяся ступенчатостью продольного профиля, и ступенчатый цирк-амфитеатр, который осложняется карами, открывающимися на разной высоте. Наиболее подробно мы исследовали проблему ступенчатости каров на территории модельного массива Монгун-Тайга, где наиболее характерными являются ступенчатые кары второй и третьей группы, причем в основном они связаны с частным случаем каров - цирками. Нами на территории массива был выделен 71 цирк.

Распределение цирков массива по высоте соответствует общему распределению каров вместе взятых (рис. 10). Наиболее очевидны уровни цирков 2700-2800 м, 3200-3300 м и 3600-3700 м.

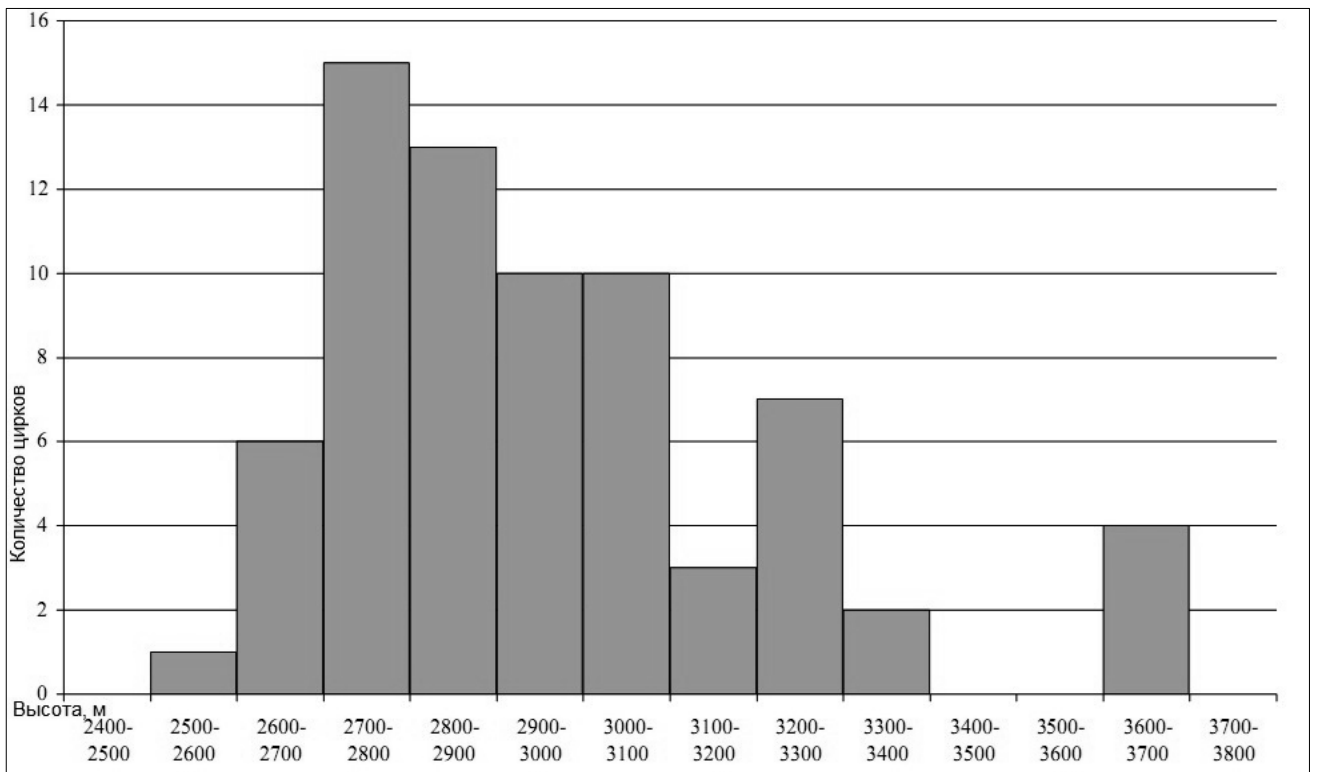


Рисунок 10. Распределение количества цирков массива Монгун-Тайга по высоте.



Рассматривать долины массива Монгун-Тайга, в которых проявляется ступенчатость цирков, удобнее всего по однородным участкам или каровым провинциям. Каждая провинция относится к одному макросклону в пределах одного речного бассейна. В тех случаях, когда долина мало расчленяет склон, несущий кары, в пределы одной каровой провинции целиком попадают верховья речного бассейна, однако у глубоко врезанных и имеющих большую длину долин кары часто расположены на склонах противоположных экспозиций, нередко значительно отличающихся по крутизне, поэтому в таких случаях в пределах одного речного бассейна оказываются несколько каровых провинций. Всего для массива нами было выделено 18 каровых провинций (рис. 11, табл. 4).

Таблица 4. Характеристики каровых провинций массива Монгун-Тайга.

№	Бассейн	Э	П	Г	Д	Ц	Ч
1	р. Холаш	сз	2600-2700	3000-3300	11,5	1	7
2	р. Холаш	юв	2600-2700	3000-3200	9,9	1	4
3	р. Кара-Оюк	сз	2600-2800	3000-3200	6,6	1	2
4	р. Дуругсу	с	2600-2800	3000-3300	7,6	1	5
5	р. Трубауш	с	2600-2800	3300-3480	9,2	1	5
6	р. Балыктыг	с	2700-2800	3300-3600	7,4	2	8
7	р. Правый Мугур	с	2700-2800	3550-3800	11,1	3	15
8	р. Восточный Мугур	св	2700-2800	3800-3970	11,6	4	9
9	р. Шара-Хорагай	св	2800-3000	3600-3800	5,6	4	6
10	р. Кара-Бельдир	св	2700-2800	3350-3650	5,9	2	10
11	р. Шара-Хорагай	юв	2700-2800	3000-3380	2,9	1	3
12	р. Толайты	юз	2400-2450	3300-3970	13,9	2	6
13	р. Толайты	юв	2700-2900	3300-3660	8,0	3	7
14	р. Толайты	юв	2500-2600	3200-3400	8,2	3	13
15	р. Толайты	в	2400-2450	3450-3650	13,5	2	15
16	р. Орта-Шегетей	ю	2500-2700	3200-3300	5,8	2	4
17	р. Орта-Шегетей	з	2500-2700	3000-3300	11,8	2	13
18	р. Джаарс	ю	2700-2900	3000-3280	10,2	1	5

Примечания. Условные обозначения: Э - экспозиция; П – высота подножья склона, м; Г - наибольшие высоты горного обрамления, м; Д – длина несущего кары горного гребня, км; Ц – число уровней цирков; Ч – количество каров.

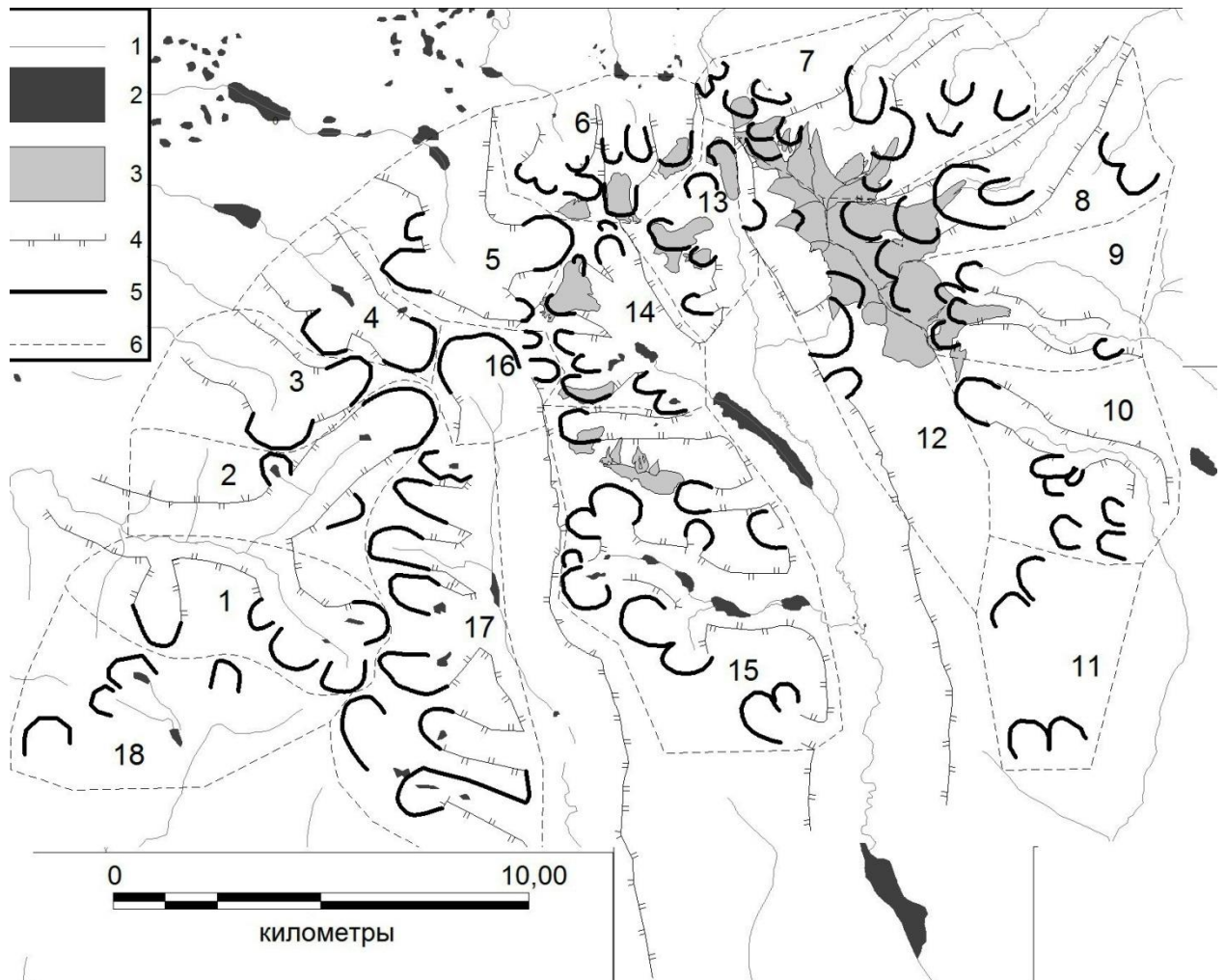


Рисунок 11 . Схема каровых провинций массива Монгун-Тайга. 1- реки, 2- озера, 3- современные ледники, 4- стенки трогов, 5- кары и цирки, 6- границы каровых провинций/ Цифрами на карте обозначены каровые провинции в соответствии с табл. 4

При достаточной высоте склонов (у каровых провинций, приуроченных к главной вершине массива) проявляются 4 уровня цирков, со средней высотой 2700-2800 м, 3000-3100 м,  $\approx$ 3300 м и 3600-3700 м (табл. 5). Исключением является провинция Восточный Толайты (№12), где из-за очень больших уклонов на высотах свыше 3200 м не проявляется третий уровень цирков. В различных каровых провинциях абсолютная высота уровней колеблется в пределах 150-200 м, поэтому при рассмотрении единого массива цирков (Рисунок 10) происходит взаимное перекрывание и наложение высот цирков двух нижних уровней, что затушевывает на графике второй уровень.

Три нижних уровня цирков были отнесены Ю.П. Селиверстовым [106] [152] [153], на основе анализа боковых морен и троговых плечиков, к позднеюрмскому (самый нижний уровень), раннеюрмскому и рисскому времени. Действительно, нижние цирки последовательно врезаны или вложены в верхние.

Таблица 5. Высоты цирковых уровней в каровых провинциях массива.

№ каровых провинций	Высоты цирковых уровней, м			
	Уровень 1	Уровень 2	Уровень 3	Уровень 4
1, 2	2700-2800	-	-	-
3, 4	2750-2850	-	-	-
5	2800	-	-	-
6	2700-2720	3050-3150	-	
7	2650	2800-2850	3200-3300	
8	2680	2980	3200	3600-3700
9	2800	3250	3350-3400	3600-3700
10	2800	3200	-	-
11	-	-	-	-
12	2750	3050-3100	-	3700
13, 14	2800-2900	3000-3100	-	-
15	2750-2800	2900-3050	-	-
16, 17	2700-2800	2900-3000	-	-
18	2800	-	-	-

Вопрос о возрасте наиболее высокого уровня цирков и каров, опоясывающего главную вершину массива на высоте 3600-3700 м, пока остается открытым в силу их занятости ледниками. Обращает на себя внимание меньшая, по сравнению с нижележащими цирками, ширина и относительная глубина этих образований, что может говорить и о более молодом их возрасте. В то же время длительная консервация ледниками, с одной стороны, препятствовала их разрушению, с другой стороны, не давала водной эрозии углублять и разрабатывать их днища, поэтому связь размеров и возраста не представляется столь однозначной.

Отметим, что наши данные о четырех каровых ступенях вполне согласуются с данными Л.Н. Ивановского [69] по Алтаю в целом (не включавшими районы к востоку от хр. Чихачева), который отмечал на Алтае четыре уровня ступенчатых каров, причем высота нижней ступени возрастает с северо-запада на юго-восток с 1500 м (хр. Иолго) до 2750 м (хр. Чихачева).

Попытка восстановления по ступенчатости цирков положения древней снеговой границы представляет весьма сложной, поскольку, по-видимому, данные уровни являются следствием чередования оледенений и межледниковых эрозионных врезов на фоне, возможно, неравномерного подъема массива.

Непосредственно к современным ГК относятся кары и цирки следующих категорий:

1. Полностью закрытые ледниками (как днища, так и стенки), как правило, в зоне питания ледников. В случае массива Монгун-Тайга это уровень 4

2. Стенки полностью или частично свободны, днища полностью заняты ледниками и соответствуют уровню их границы питания. Для массива Монгун-Тайга - уровень 3

3. На днищах расположены языки современных ледников или следы ледников позднеголоценового времени (морены), либо существуют карово-висячие ледники на стенках (уровень 2)

Подобная ситуация характерна для всех горных сооружений района исследований с максимальными высотами более 3900 м. При этом, хотя занято ледниками лишь около четверти всех каров, поскольку к современным ГК относятся и кары, где оледенение существовало в периоды ледниковых наступаний позднего голоцена, например в малую ледниковую эпоху, доля каров современных ГК от всех выделенных нами каров составляет около 50%, а для центров современного оледенения даже превышает эту величину.

При рассмотрении особенностей экспозиционной приуроченности каров и цирков района исследования, чтобы избежать искажения реальной картины, мы исключили из общего массива данных кары и цирки северо-восточного склона хр. Найрамдал и юго-западного склона хр. Цаган-Шибэту, поскольку противоположные склоны этих хребтов нами изначально не рассматривались. В отличие от более гумидных районов Алтая, где большинство каров приурочено к склонам северной экспозиции, в резконтинентальном районе северо-запада Внутренней Азии наибольшее количество каров и цирков находится на северо-восточных и восточных склонах (рис. 12, табл. 6).

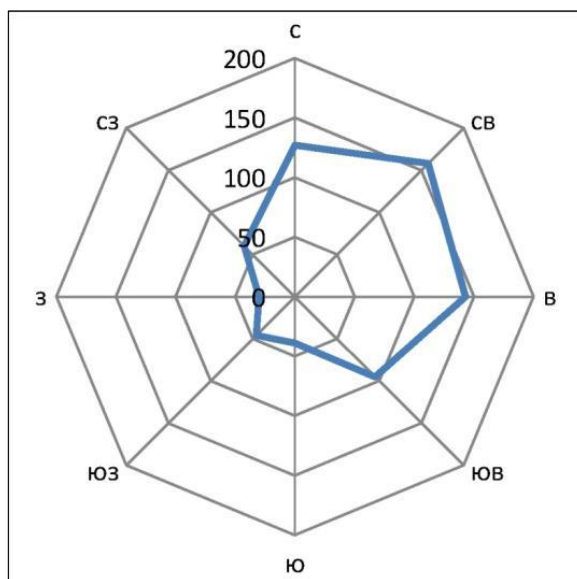


Рисунок 12. Распределение числа (абсолютное количество, шт.) каров и цирков резконтинентального района северо-запада Внутренней Азии по экспозициям.

Таблица 6. Сравнение распределения каров и цирков резкоконтинентального района северо-запада Внутренней Азии и каров бассейна р. Катунь [69] по экспозициям (% от общего количества)

Экспозиция	Резкоконтинентальный район северо-запада внутренней Азии	Бассейн р. Катунь
С	18	37
СВ	23	19
В	20	14
ЮВ	14	5
Ю	6	12
ЮЗ	7	3
З	4	6
СЗ	9	4

Причины отмеченного несоответствия могут быть следующими. Кары и цирки получают наибольшее развитие на тех склонах, где условия для развития ледников наиболее благоприятны, т.е. на наиболее заснеженных. В условиях относительно большого количества осадков и достаточного снегонакопления на склонах разных экспозиций, имеющего место на территории Западного и Центрального Алтая, основным фактором, лимитирующим распространение ледников с точки зрения экспозиции являются условия его таяния, т.е. снег стаивает на освещенных южных склонах и сохраняется на северных, где формируются ледники (инсоляционный фактор). При относительно низком положении снеговой границы накопление снега имеет место не только в пригребневой части хребтов, поэтому роль метелевого переноса в концентрации снега невелика.

С возрастанием аридности климата, уменьшением количества осадков и повышением положения снеговой границы все более важное значение для концентрации снега приобретает его перераспределение, в первую очередь метелевым переносом, т.е. подветренные склоны становятся наиболее благоприятными для снегонакопления (циркуляционный фактор). Соответственно при господствующем западном переносе снег переносится на склоны восточных экспозиций, а наиболее благоприятными для снегонакопления склонами становятся северо-восточные, где сочетается повышенная аккумуляция снега и его малое таяние за счет сниженной инсоляции. Таким образом, преобладающая экспозиция каров и цирков становится одновременно косвенным показателем направления влагонесущих потоков.

При анализе различий в преобладающей экспозиции каров и цирков для различных горных сооружений исследуемого района (табл. 7) обнаруживается, что сокращение доли каров и цирков северной экспозиции при движении от гумидных к аридным районам происходит

постепенно – большая доля каров и цирков северной ориентировки имеет место для западной и центральной частей хр. Сайлюгем, далее к востоку убывая. Эта закономерность нарушается на крайнем юго-востоке района, где близко расположенные хребты Хунгуйн-Нуру, Цамбагарав и массив Сайрын-Ула несут повышенное количество каров северной экспозиции. Возможные причины подобного явления – локальные особенности атмосферного переноса, а именно усиление здесь южной составляющей влагонесущих потоков за счет того, что они огибают наиболее высокую северную часть хр. Монгольский Алтай с юга.

Таблица 7. Распределения каров различных горных сооружений резкококонтинентального района северо-запада Внутренней Азии по экспозициям (% от общего количества)

Название центра оледенения	Экспозиция							
	С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ
Сайлюгем запад	26	28	26	10	0	0	1	9
Сайлюгем центр	29	47	11	3	0	0	3	8
Монгун-Тайга	12	22	22	20	9	5	5	5
Ценгел-Хайрхан	3	21	23	21	0	13	8	13
Тургени-Нуру	18	24	13	14	8	14	1	7
Хархира-Нуру	6	23	17	27	8	10	8	2
Чихачева (юг)	8	12	27	15	10	8	7	12
Чихачева (север)	18	27	15	11	8	9	3	10
Хунгуйн-Нуру	25	17	23	10	6	6	0	8
Цамбагарав	31	22	22	13	4	0	0	7
Сайрын-Ула	24	14	10	5	10	10	10	19

Следует учесть, что протяженность склонов разной экспозиции и их морфологические особенности могут быть различны, что может искажать экспозиционные различия при рассмотрении абсолютных значений. Поэтому более показательнее применение относительных показателей. Подобную проверку значимости экспозиционного распределения каров мы сделали для модельного массива Монгун-Тайга, рассчитав значения интенсивности карообразования для разных макросклонов массива (табл. 8).

Таблица 8. Интенсивность карообразования на склонах различных экспозиций в массиве Монгун-Тайга.

Экспозиция	Длина гребня ( $L$ ), км	Число каров ( $N$ )	Интенсивность карообразования ( $I$ ), км <sup>2</sup>
с	35,21	33	0,94
св	22,71	25	1,10
в	28,79	35	1,22
юв	26,55	22	0,83
ю	10,20	5	0,49
юз	13,90	6	0,43
з	12,9	4	0,31
сз	18,35	7	0,49
Сумма или среднее	168,61	137	0,82

Поскольку для выявления экспозиционных различий внутри массива для расчетов учитывалась не только протяженность основного водораздела массива, как в расчетах к табл. 3, но и длина частных водоразделов между долинами, соответственно, полученные значения  $I_k$  были меньше, чем в табл. 3. В результате расчетов выявлен четкий максимум на восточных склонах, что вполне соответствует распределению по склонам абсолютного количества каров.

Как выше отмечалось, ориентировка каров и цирков связана с действием двух факторов снегонакопления - инсоляционным и циркуляционным. Если действие первого неизменно во времени (как минимум в масштабах плейстоцена), то второй фактор может менять основное направление своего действия с изменением характера и направления атмосферной циркуляции. Кары, занятые ледниками, таким образом, по своей преобладающей экспозиции полностью соответствуют современным особенностям атмосферного переноса, но это не обязательно верно для ныне пустующих каров.

На наш взгляд применительно к карам и циркам можно говорить о двух разных пониманиях понятия «экспозиция». Первое, традиционное, означает непосредственно ориентировку каровой ниши. Второе (макроэкспозиция) подразумевает ориентировку макросклона, на котором закладывается кар. Эти варианты экспозиции не всегда совпадают.

Конечно, общая ориентировка склона во многом предопределяет ориентировку кара или цирка при его заложении. Но по мере его развития избирательное действие нивации приводит к тому, что наиболее активно она протекает на тех участках, где ориентировка стенки наиболее выгодна с точки зрения сохранения и накопления снега. Соответственно, в процессе развития

кары часто несколько переориентируются, образуя так-называемые «завинчивающиеся кары», меняющие экспозицию на северную или северо-восточную, описанные Л.Н. Ивановским [69] для Алтая. По мнению Л.Н. Ивановского, одной из причин данного явления является то, что с приближением к уровню 365 в развитии каров перераспределение снега имеет меньшее значение, чем при удаленности от него. Таким образом, собственно экспозиция кара – результат его длительного развития и в то же время показатель некоторых средних для периода времени, когда происходило это развитие условия снегонакопления. Экспозиционное распределение каров, свободных от ледников и занятых ледниками для всей совокупности исследованных каров и цирков существенно не отличается, что говорит о том, что современный характер атмосферной циркуляции является типичным для длительного периода развития каров.

Макроэкспозиция кара, напротив, неизменна, показывая возможность образования ледника на данном склоне в эпоху появления данного кара. Соответственно, большое количество пустующих сейчас каров в пределах одного макросклона свидетельствует о благоприятных здесь в прошлом условиях для снегонакопления и формирования ледников. Подобное явление может быть следствием снижения уровня 365 в прошлом за счет более низких температур или большего чем сейчас количества осадков. В то же время оно может быть следствием другого, по отношению к современному, преобладающего направления влагонесущих воздушных потоков. Наиболее показательным при оценке распределения каров по макроэкспозициям является использование относительных показателей, а именно интенсивности карообразования. Мы подробно рассмотрели подобную ситуацию на примере массива Монгун-Тайга.

Вертикальный диапазон распространения каров и цирков в массиве Монгун-Тайга составляет примерно 1250 м, около 20% от их числа заняты ледниками. При рассмотрении распределения значений интенсивности карообразования по макроэкспозициям отдельно для каров занятых ледниками и каров, свободных от ледников обращает на себя внимание различие в экспозиционной приуроченности максимумов для этих двух групп (рис. 13).



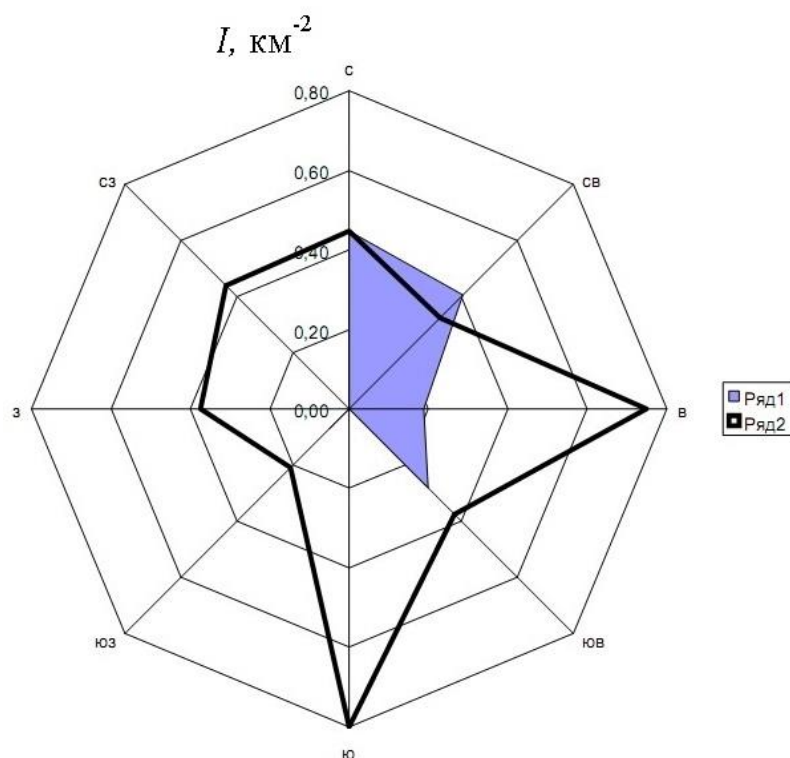


Рисунок 13. Распределение по макроэкспозициям значений интенсивности карообразования ( $I = \frac{N}{L}$ , км<sup>-2</sup>) для каров массива Монгун-Тайга, занятых ледниками (ряд 1) и пустующих (ряд 2).

Данному явлению может быть следующее объяснение. В начальные периоды оледенений, когда закладывались кары и цирки, за счет более частых вторжений арктического воздуха возрастала северная составляющая западного переноса, таким образом, подветренными становились восточные и юго-восточные склоны. А в условиях малого количества осадков (и возможной криоаридизации) при сильном похолодании основным фактором, лимитирующим накопление твердых осадков, была не солярная экспозиция (из-за малого таяния), а положение склона относительно влагонесущих потоков. Подобное предположение было в свое время выдвинуто Ю.П. Селиверстовым [151], [152] на основании анализа асимметрии моренных образований массива Монгун-Тайга – преимущественного развития в прошлом оледенения южных склонов.

#### ***Ступенчатость рельефа.***

Характерное для региона сочетание поверхностей выравнивания с карами и цирками создают своеобразную ступенчатость рельефа, где в роли уступов выступают крутые стенки каров, контрастирующие с субгоризонтальными поверхностями выравнивания и днищами каров и цирков.

Например, в массиве Монгун-Тайга это явление проявляется в том, что закономерное уменьшение площадей массива в пределах высотных интервалов с увеличением высоты нарушается на уровне 2800-3000 м (табл. 9). Напротив, в интервале высот 2600-2800 м происходит резкое увеличение уклонов (рис. 14) и, соответственно, сокращение площади.

Таблица 9. Изменение площадей высотных интервалов массива Монгун-Тайга с высотой.

Высотный интервал, м	Выше 3800	3600-3800	3400-3600	3200-3400	3000-3200	2800-3000	2600-2800	2400-2600
Площадь высотного интервала, км <sup>2</sup>	1,8	8,8	18,5	44,0	80,0	227,0	199,0	497,5

Для массива Монгун-Тайга в целом характерно увеличение с высотой уклонов (рис. 14).

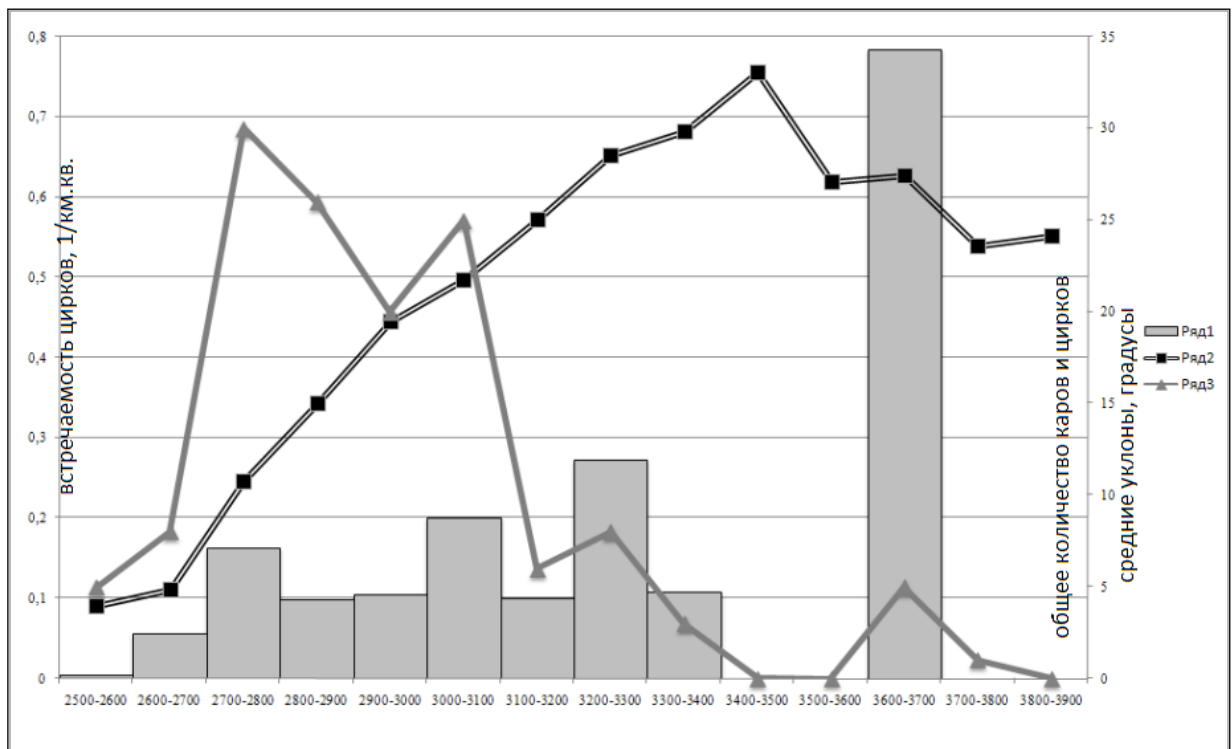


Рисунок 14. Распределение по высоте встречаемости (количество на 1 км<sup>2</sup> площади высотного интервала) цирков (ряд 1), средних уклонов ° (ряд 2) и общего количества каров и цирков массива Монгун-Тайга (ряд 3).

Скачкообразное увеличение крутизны склонов имеет место на высоте около 2600 м, после чего ее рост непрерывно продолжается до высоты 3400 м, выше которой крутизна склонов несколько уменьшается. Это хорошо согласуется с высотой основного диапазона встречаемости каров (высота днищ 2700-3100 м), за счет чего на этих высотах распространены крутые стенки каров. В интервале 3100-3400 м, днища каров встречаются реже, а преобладают

верхние части стенок каров, за счет чего уклоны еще больше возрастают. Дополнительным фактором роста крутизны склонов с высотой является то, что именно высота около 2700-2900 м служит верхним пределом распространения большинства долин массива.

Основной причиной ступенчатости рельефа массива Монгун-Тайга является распространение участков с малыми (2-3°) уклонами, представляющих собой остатки некогда единой поверхности выравнивания, датированной средне-позднемиоценовым временем. Как отмечал Ю.П. Селиверстов [106] данная поверхность выравнивания является исходной поверхностью, за счет преобразования которой возник весь наблюдаемый сейчас рельеф.

За счет значительной амплитуды вертикальных тектонических движений в различных частях массива данные поверхности подняты на разную высоту. Последующее расчленение этой поверхности за счет денудационных процессов определило современный рельеф массива. По периферии массива прослеживаются до трех уровней палеогенового возраста, составляющие выровненные поверхности пьедестального типа, отделенных от исходного пологими врезами (100-300 м). В массиве поверхности выравнивания наблюдаются выше всего в центральной части: на высотах 3100-3600 м и более в междуречье рек Толайты, Кара-Бельдир и Мугур, 3300-3680 м в междуречье р. Толайты и р. Орта-Шегетей. К западу высота поверхностей выравнивания снижается до 3000-3340 м (междуречье рек Орта-Шегетей и Джаарс) и 2800-3190 м к западу от р. Джаарс. Аналогичная картина наблюдается на восточной периферии массива, где отмечаются уровни 2800-3050 м (междуречье рек Кара-Бельдир и Шара-Хорагай) и 2700-3200 м (междуречье рек Шара-Хорагай и Восточный Мугур). Также к северу от массива находится обширное выровненное пространство на высотах 2500-2600 м.

Ступенчатость рельефа проявляется также за счет расчленения поверхностей выравнивания трогами, а также за счет продольной ступенчатости последних. Особенно это касается верхних отрезков трогов, для которых характерно большое сходство продольного профиля и положение его структурных элементов. Это позволило нам построить типичный профиль для верховьев трогов модельных массивов Монгун-Тайга и Таван-Богдо-Ола, в которых существуют современные долинные ледники (рис. 15).

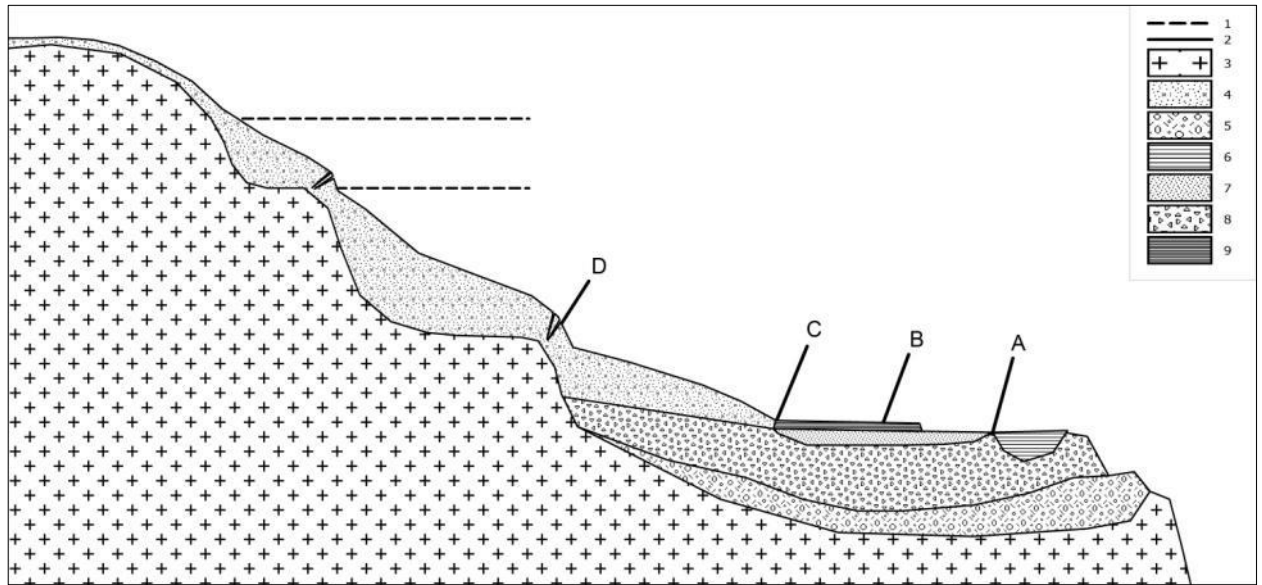


Рисунок 15. Продольный профиль, характерный для долинных ледников региона. 1- уровни водоразделов при отсутствии над долинным ледником плосковершинного ледника (Толайты, Аргамджи-3), 2- варианты положения фронтов ледников (А - Толайты, В- Аргамджи-2 Западный, С - Селиверстова, D- Аргамджи-3), 3- скальные породы, 4- ледник, 5- морена исторической стадии, 6- озеро, 7- зандр, 8- морена малой ледниковой эпохи, 9- приледниковая наледь или снежник

Выше языка обычно располагается подледный ригель с зоной сераков или трещиноватости, над которым находятся цирки, из которых берут начало основные ледниковые потоки. Для долинных ледников района характерно двухкамерное строение ледника, когда слияние потоков из смежных цирков происходит ниже данного ригеля. Над цирками могут располагаться водораздельные гребни (для сниженных периферийных участков), но чаще ледники имеют многоярусное строение и над цирками располагается серия подледных ригелей, выше которых находятся полностью закрытые ледниками кары, а верхнюю часть ледникового бассейна занимают куполовидные вершины или поверхности выравнивания, покрытые маломощным ледниковым панцирем.

Таким образом, важнейшей особенностью продольного профиля верховье трогов является его ступенчатость.

Подводя итоги рассмотрению орографической базы оледенения, следует отметить следующие его особенности

1. Большая роль выровненных платообразных поверхностей, возрастающая с севера на юг с увеличением их площадей и абсолютной высоты

2. Преимущественное положение поверхностей выравнивания к востоку и юго-востоку от водоразделов, что благоприятно для накопления на их поверхности снега, переносимого с наветренных склонов метелевым переносом

3. Наибольшее развитие каров и цирков в горных сооружениях на границе бассейна Северного Ледовитого океана и котловин внутреннего стока, т.е. там, где наиболее эффективно осуществляется перехват влаги западных атмосферных потоков

4. Современные ледники используют около четверти всех каров района, при этом к современным ГК относятся около половины всех каров (за счет большего развития ледников в м.л.э. и историческую стадию голоцена).

5. Экспозиционная приуроченность большинства каров в целом соответствует современному экспозиционному распределению ледников (СВ), следовательно, современное направление движения атмосферных влагонесущих потоков является характерным как минимум для последнего ледниково-межледникового цикла. Пустующие кары более развиты на южных и восточных макросклонах, что может быть признаком усиления северной составляющей атмосферного переноса в начальные фазы оледенения.

6. Ступенчатость рельефа, как результат сочетания поверхностей выравнивания, крутых стенок цирков, каров и трогов, и их плоских днищ. Данный фактор благоприятен для сохранения ледников, поскольку способствует повышенной концентрации снега у подножья и на склонах высотных ступеней подветренной экспозиции, но при этом вызывает неравномерный во времени характер их сокращения.

#### 1.4. Общие особенности современного оледенения региона

«Творцом» ГК и их главной действующей силой являются ледники. Однако для территории резкоконтинентального района северо-запада Внутренней Азии ледники до сих пор изучены сравнительно мало, а основная информация до недавнего времени сводилась к данным Каталога ледников СССР 30-40 летней давности, причем по территории Монголии зачастую и подлобная информация отсутствовала. Одной из задач данной работы было получить детальную картину современного оледенения этого региона, чему и посвящена глава «Высокогорные ГК». Поэтому ниже мы рассмотрим только некоторые общие черты ледников исследуемой территории.

Крупнейший центр современного оледенения исследуемой территории – горный массив Таван-Богдо-Ола приурочен к его западной периферии, общая площадь оледенения (включая хр. Найрамдал) здесь составляет около 270 км<sup>2</sup>. Относительно большое количество осадков в сочетании с большой абсолютной высотой массива (до 4374 м) позволяет существовать крупным долинным ледникам, наибольшие из них смежные ледники Потанина и Александры имеют суммарную площадь около 40 км<sup>2</sup>. К востоку площадь ледников сокращается, оледенение распространено не в виде цепочек ледников, вытянутых вдоль горного хребта, а в виде отдельных изолированных узлов, приуроченных к горным массивам. Отметим, что западная, наветренная часть ледникового узла Таван-Богдо-Ола, а также участки к юго-западу от водораздела хр. Найрамдал находятся за пределами резкоконтинентального района северо-запада Внутренней Азии, поскольку попадают в относительно гумидные условия. Соответственно, далее эти территории не рассматриваются.

Как показывает анализ пространственного распределения оледенения региона, минимальная высота горных сооружений, необходимая для существования ледников, составляет 3500-3700 м, но при такой высоте оледенение будет представлено эмбриональными формами - малыми висячими и каровыми ледниками, находящимися, в настоящий момент, на грани полного исчезновения. Это, например, относится к ледникам хр. Сайлюгем, массива Талдуайр, г. Монгун-Тайга малая. Схема поля высоты фирновой границы на ледниках региона (рис. 16 Рисунок 16) была построена нами путем обработки данных по 188 группам ледников юго-востока Русского Алтая, Монгольского Алтая, Западной Тувы и Северной Монголии на основе методики А.Н. Кренке [83]. Расчет велся по группам ледников, как правило в группе объединялись 5-7 ледников, средняя высота фирновой границы в группе определялась как средняя взвешенная по площади и относилась к центру тяжести выделенной группы ледников. Схема иллюстрирует наблюдаемое повышение высоты фирновой границы от 3200-3300 м на западной периферии до 3600-3700 м на востоке.

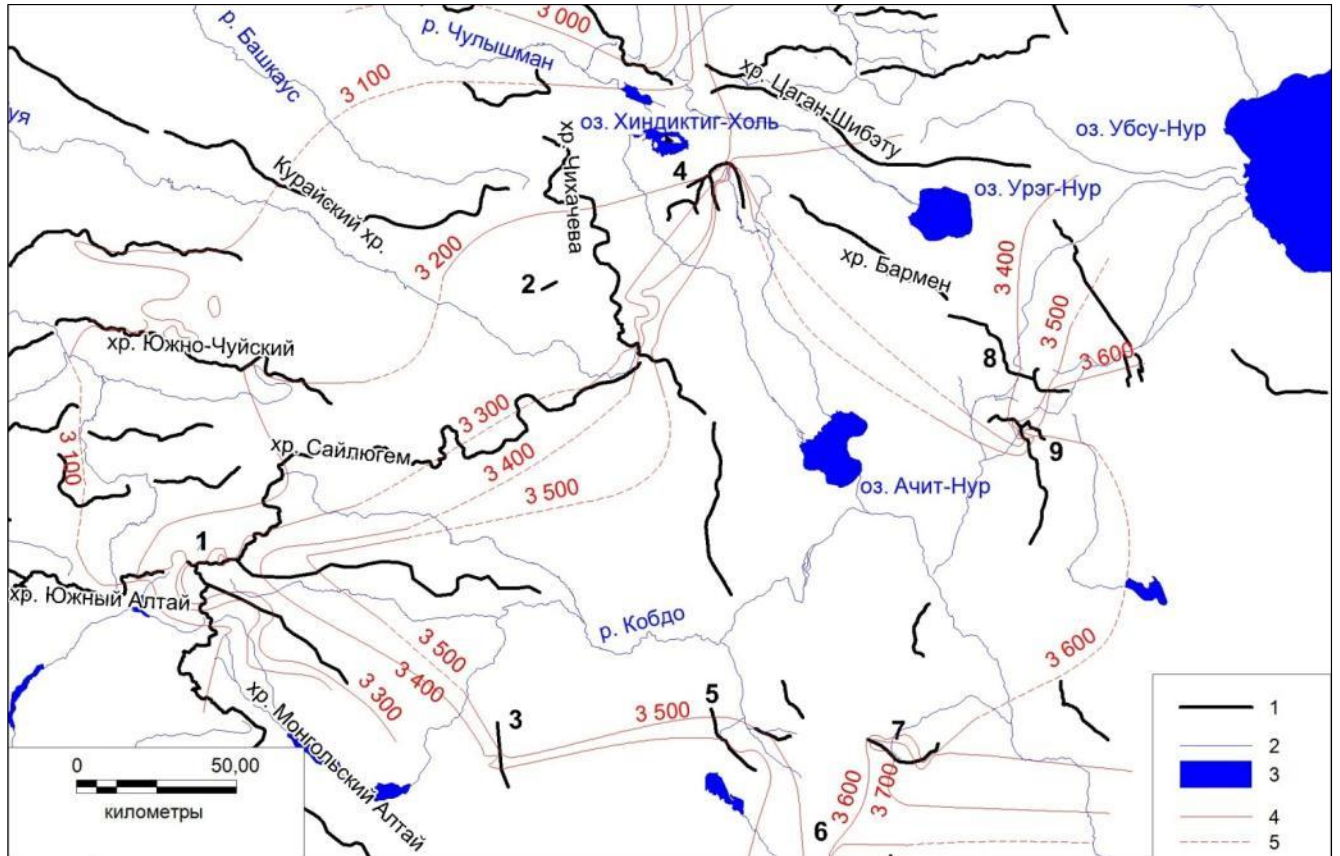


Рисунок 16. Поле высоты фирновой границы на ледниках резкоконтинентального района северо-запада Внутренней Азии. 1- горные гребни, 2- реки, 3- озера, 4- изолинии высоты фирновой границы, 5- изолинии высоты фирновой границы, интерполированные и экстраполированные на участках отсутствия ледников.

Характерной особенностью региона является развитие ледниковых комплексов, приуроченные к наиболее высоким вершинам и представленных радиально расходящимися от единой зоны питания ледниками (массивы Таван-Богдо-Ола, Монгун-Тайга, Цаст-Ула). Важнейшую роль в ледниковых комплексах играют широко распространенные здесь ледники плоской вершины. Высоко расположенные ледники плоской вершины не только могут непосредственно питать нижерасположенные ледники, но и делают это косвенным образом, поскольку выпадающие на их поверхность твердые осадки меньше стаивают, по отношению к всыпавшим на внеледниковую поверхность, впоследствии они могут переметаться на нижерасположенные ледники. Подобные ледниковые купола выполняют роль накопителя и перераспределителя снега. Наличие смежных друг с другом ледников усиливает их выхолаживающее влияние на приземный слой воздуха, способствуя меньшему таянию и сохранению ледников. Во многих случаях наличие ледников плоской вершины является вообще

определяющим для существования ледников в смежных с ними карах. Распространенной является ситуация, когда схожие по гипсометрии, глубине долин, развитию каров и цирков, экспозициям участки в одних случаях, при наличии вышерасположенного ледника плоской вершины, несут каровые и висячие ледники, при его отсутствии – лишены оледенения.

Следует отметить увеличение доли ледников плоской вершины и снижение доли каровых и долинных ледников при движении с запада на восток в пределах региона. В наибольшей степени ледники плоской вершины представлены в массиве Цаст-Ула (хр. Цамбагарав), где наиболее крупные из них имеют площади до  $8,5 \text{ км}^2$ , суммарная площадь таких ледников составляет около  $28 \text{ км}^2$ , т.е. свыше 30% от суммарной площади оледенения массива.

Одной из причин широкого развития ледников плоской вершины является ступенчатость высокогорного рельефа – чередование крутых склонов и участков с уклонами не более  $2-3^\circ$ , являющихся остатками некогда единой поверхности выравнивания и часто поднятыми на высоты свыше 3800 м. Ступенчатость продольного профиля ледников отражается в сложной конфигурации зоны питания, нередко распадающейся на отдельные полосы фирна на вогнутых участках, чередующиеся с полосами открытого льда на выпуклых участках.

При малом количестве осадков ледники существуют либо за счет малой абляции либо за счет повышенной концентрации твердых осадков за счет метелевого переноса. Первый фактор определяет высокое гипсометрическое положение большинства ледников, нижний лимит распространения которых составляет от 2850 м на северо-западе региона до 3050 м на юго-востоке. Второй фактор приводит к преимущественному развитию ледников на подветренных северо-восточных и восточных склонах, причем к востоку с увеличением аридности степень экспозиционной контрастности оледенения возрастает. Значения коэффициента концентрации для ледников массива Монгун-Тайга на подветренных склонах составляют от 2 до 5, на наветренных склонах - в пределах 0,3-0,8. При низких средних значениях аккумуляции и энергии оледенения (770 мм, 2,6 мм/м) это приводит к большому диапазону их изменчивости у конкретных ледников (70-2090 мм, 0,2-4,4 мм/м, соответственно). Такие различия диктуют индивидуальность поведения ледников при климатических изменениях.

Подводя итог данной главе, попробуем выделить основные общие черты района исследования, служащие критериями выделения его границ:

1. Большие абсолютные высоты горных хребтов и массивов (3500-4350 м) при одновременно больших относительных высотах межгорных котловин (1400-2400 м).
2. Ступенчатый характер рельефа, связанный с резко выраженной границей горных сооружений, широким развитием в их осевых частях выровненных поверхностей в



сочетании с глубоко врезанными трогами и цирками, многочисленностью «каровых лестниц».

3. Преимущественное развитие каров и цирков на подветренных северо-восточных склонах
4. Малое годовое количество осадков (50-150 мм в котловинах, 150-350 мм в высокогорьях)
5. Малоснежность и высокое положение фирновой границы на ледниках (3200-3600 м).
6. Широкое развитие плосковершинных ледников
7. Преобладание подветренных северо-восточных экспозиций ледников.

## **Глава 2. Гляциогенные комплексы горных районов: структура, типология и иерархия**

### **2.1. Общее понятие о гляциогенных комплексах и актуальность их выделения**

При сопряженном изучении всего комплекса объектов и явлений современной и древней зоны оледенения в горах мы сталкиваемся с необходимостью, во-первых, выделения особого типа геосистем, отражающего специфические (в значительной степени региональные, местные) особенности взаимосвязи природных объектов и явлений, во-вторых, выделения конкретных территориальных единиц, как меры пространственной и временной неоднородности характера организации вещества, в-третьих, с типизацией общих свойств, присущих разным территориям. В соответствии с этими задачами, мы сформулировали понятие о гляциогенных комплексах.

### **Гляциогенные комплексы (ГК) - природные комплексы, морфология и структура которых сформирована современным и древними оледенениями**

Современные геосистемы, так или иначе, отражают историю развития территории, являясь носителями информации о прошлых климатических эпохах, разномасштабных ритмах и трендах изменения природной обстановки. Особенно это верно для горных геосистем, где большое пространственное разнообразие природных условий, высокая энергия и динамизм экзогенных процессов приводят к тому, что на ледниковом этапе их развития за сравнительно короткий период ландшафты претерпевают множество изменений, и значительная часть последних находит отражение в их современной структуре.

Унаследованность форм и связей от времени активного непосредственного воздействия ледников очевидна далеко не всегда. Она зависит как от времени, прошедшего с периода покрытия ледником данной территории, так и от энергии ледников, местных гляциологических и климатических особенностей, интенсивности эрозионных и биологических процессов, благодаря чему ландшафтный облик местности может претерпевать столь значительные последующие изменения, что его гляциальное прошлое становится далеко не главенствующим фактором. Например, северо-западные районы Русской равнины в плейстоцене подвергались неоднократным оледенениям, однако, в современном ландшафтном облике этой территории их влияние не всегда поддается диагностированию.

Поэтому подчеркнем **региональный** масштаб предложенного представления о ГК. Характерной чертой резкоконтинентального района Северо-Запада Внутренней Азии является длительное сохранение гляциальных черт местности, в первую очередь рельефа, унаследованность связей между объектами и образованиями, само происхождение которых связано с прошлыми оледенениями и современными ледниковыми процессами. Причины такого явления – аридность климата, малая интенсивность эрозионных процессов, низкая

скорость биологических процессов, неразвитость почвенно-растительного покрова, благоприятные для длительного сохранения гляциального облика рельефа. Низкие температуры, интенсивность физического выветривания, малое количество осадков способствуют долгой консервации погребенных ледниковых льдов. Все эти особенности проявляются не только в непосредственной близости от ледников, но и в среднегорье, на территориях, занимаемых ледниками в плейстоцене.

Приведем конкретный пример. Ниже современного края ледника Селиверстова (массив Монгун-Тайга) расположен конечно-моренный комплекс малой ледниковой эпохи, представляющий собой мощные (до 100 м высотой) незадернованные валы с ледяным ядром гляциального генезиса. Положение внешнего края морены является унаследованным от положения фронта ледника в период его наступания. У внешнего края морены расположено несколько многолетних снежников, существующих за счет положения в ветровой тени моренного вала (повышенная аккумуляция снега за счет метелевого переноса). Глубина выработанных упомянутыми снежниками ниш свидетельствуют о длительности их существования. В то же время у частично забронированного современного края ледника имеются совершенно аналогичные по морфологии снежники. Велика вероятность, что снежники у внешнего края морены в свое время также были приледниковыми, но затем на месте забронированных краевых участков ледника сформировался моренный вал.

Вообще часто при развитии горных геосистем в регионе исследования структурные связи являются унаследованными, но при этом элементы систем трансформируются или замещаются другими. Например, в системе ледник-приледниковый снежник-приледниковая наледь ледник может при длительной эволюции замещаться каменным глетчером гляциального генезиса. В системе ледник-приледниковое озеро-морена со временем на месте фронта ледника может образоваться новый моренный вал, а озеро может быть спущено и замещено торфяником, в котором подпруживающая роль внешней морены все равно будет сохраняться. Подобные примеры разнообразны и многочисленны.

**Изучение структуры и динамики природной среды высокогорий необходимо осуществлять комплексно, с учетом всего многообразия структурных связей между природными объектами.** Одной из характерных особенностей высокогорных геосистем является их динамичность и изменчивость, в полной мере это относится и к горным районам Внутренней Азии. Подобная изменчивость, по сути, представляет собой взаимосвязанные процессы эволюции наземного и подземного оледенения и связанных с ним форм рельефа, горных озер, болот и водотоков, растительности, вертикальных перемещений гляциологических уровней и высотных поясов, обратимых и необратимых трансформаций и взаимных переходов снежно-ледяных, водных, каменно-ледяных объектов и образований. Отдельное рассмотрение

озерных, ледниковых, аллювиальных, мерзлотных форм, как в палеогеографическом аспекте, так и в отношении современной динамики ландшафтов и прогнозе их изменений не может дать объяснения многим происходящим и происходившим в прошлом процессам и явлениям.

Возьмем, в качестве примера скорости отступления ледника Селиверстова (массив Монгун-Тайга) в последние два десятилетия. После холодного и влажного периода в 1950-х-первой половине 1960-х, когда средняя скорость отступления языка ледника не превышала 5-7 м/год, потепление и уменьшение количества осадков привело к ускорению отступления до 35 м/год к периоду 1995-1999. Однако дальнейшее потепление и аридизация, достигшие кульминации в 1999-2007 гг., напротив, имели место на фоне резкого уменьшения скорости отступления ледникового языка (до 9,3 м/год). Последнее нельзя обосновать не только непосредственным влиянием изменений климата, но и изменением уклона отступающего ледникового языка — он остался практически неизменным.

В то же время, происходящее вполне объяснимо при рассмотрении всего комплекса объектов приледниковой зоны. Потепление в период 1995-1999 гг. привело к развитию в горах юго-восточного Алтая и юго-западной Тувы так-называемого термокарстового феномена (Селиверстов, 2000) — активизации размыва или оползания массового обнажения и таяния погребенных льдов, лежащих в основании морен позднего голоцена, в первую очередь малой ледниковой эпохи. У края ледника Селиверстова эти процессы проявились особенно ярко, чему способствовали локальные особенности структуры современного приледникового комплекса.

Еще в начале 1990-х язык ледника непосредственно прилегал к мощной морене малой ледниковой эпохи, но последующее быстрое отступление ледника и понижение его поверхности привело к потере стабильности морены. В настоящее время гребень морены на 50-100 м возвышается над языком ледника. В связи с исчезновением ледниковой подпоры и одновременным размывом морены талыми ледниковыми водами, на фоне интенсификации термокарста за счет потепления происходит активное оползание моренного чехла. Этот процесс, в свою очередь, привел к интенсивному бронированию края ледника и замедлению его таяния. В 2007-2011 гг. произошло новое увеличение скорости отступления ледника (до 36,5 м/год) за счет «омертвения» его забронированного края и потери связи с основным телом ледника. После этого в 2011-2013 гг. положение края ледника стабилизировалось. На месте массива мертвого льда за счет продолжающегося сноса материала с морены малой ледниковой эпохи сформировался небольшой фронтальный моренный вал, это привело к некоторому затруднению стока, увеличению аккумуляции снега у края ледника и образованию между ним и этим валом перелетывающей наледи в сочетании со снежником. Эти образования приключаются к краю ледника, замедляя его таяние и отступление.

Таким образом, нивально-гляциальные объекты образуют единую систему, сопротивляющуюся внешним неблагоприятным воздействиям и стремящуюся к сохранению снежно-ледяных образований. Мы в данном случае сталкиваемся с проявлением обратных связей, диагностика которых возможна только при рассмотрении структурных связей всего ГК.

## 2.2. Родственные понятия в научном обиходе

Формулируя новые понятия необходимо обосновать необходимость их введения. Такая необходимость может быть связана с тем, что имеющиеся в научном обиходе родственные термины не вполне соответствуют цели исследования. Рассмотрим подобные понятия, их сходство и отличия от ГК.

**Ледниковая система.** Согласно С.В. Калеснику к ледниковым системам (комплексам) относятся «те случаи оледенения, когда индивидуальность глетчеров становится второстепенной по сравнению с их общностью и тесной связью и когда отдельные ледники приобретают особенности, обусловленные именно тем, что они в своем существовании зависимы от соседей» [73, с. 220], [74, с. 375]. В последней работе (с. 374) он отмечал, что «слияние двух простых ледников или вытекание их из общего бассейна питания уже дает право говорить о зачаточном комплексе». При этом, как отмечал Г.Е. Глазырин, С.В. Калесник имел в виду лишь тесно связанные ледники (переметные, выводные вместе с питающими их щитами и т.д.).

А.Н. Кренке сформулировал более широкое представление о ледниковых системах: «Ледниковой системой следует считать множество ледников, объединенных общими связями с окружающей средой и внутренними взаимосвязями и свойствами» [83, с. 81], при этом имеются в виду крупные территориальные единицы, напр. Памир, Кавказ, Гиссаро-Алай, т.е. большие горные страны с достаточно широким диапазоном климатических и орографических условий. В Гляциологическом словаре он же дает следующее определение ледниковой системы: «совокупность ледников, объединенных территорией, общими взаимосвязями с окружающей средой (условиями существования и воздействия на среду), внутренними взаимосвязями и свойствами и общими пространственными законами их изменения». Близки к представлениям А.Н. Кренке о ледниковой системе и понятия о ледниковом районе [52].

Г.Е. Глазырин, исходя из необходимости учета орографических и климатических различий в рамках ледниковых систем, ввел определение ледниковых систем (или однородных участков), имеющее более низкий ранг и дополняющее представления А.Н. Кренке: «Ледниковой системой будем называть совокупность ледников, объединенных территорией, климатические условия существования которых меняются во времени более или менее синхронно. При этом размеры системы определяются теми задачами, ради решения которых

она выделяется» [41, с. 9] , [43, с. 61] Согласно Г.Е. Глазырину это может быть отдельный бассейн, склон хребта, узел оледенения. Близки к представлениям Г.Е. Глазырина о ледниковых системах понятия о горно-ледниковых центрах (фокусах, узлах) [72], [133], [13].

М.Б. Дюргеров [57] назвал два этих понятия о ледниковых системах системами первого и второго порядка.

В понятиях о ледниковых системах и схожих с ними ледниковых районах и узлах делается акцент на современных ледниках, но при этом не рассматриваются системные связи между природными объектами в области бывшего оледенения, прочие ледяные объекты перигляциальной зоны также выпадают из рассмотрения или играют второстепенную роль. Таким образом, решение поставленных нами задач в рамках представлений о ледниковых системах не представляется возможным, хотя современные ГК и ледниковые системы- близкие понятия, а методику определения однородных участков автор считает целесообразным использовать при определении границ и масштабов современных ГК, о чем подробнее будет написано в разделе, посвященном горизонтальной структуре ГК.

**Нивально-гляциальные системы (НГС)** - термин, наиболее широко используемый применительно к высокогорным ледниковым геосистемам. Согласно В.М. Котлякову [79], [80] к нивально-гляциальным системам относятся природные системы, « в вещественном составе которых и процессах, определяющих функционирование самой системы и ее взаимодействие с окружающей средой ведущая роль принадлежит снегу и льду».

В.М. Котляков и А.Н. Кренке выделяют 4 уровня НГС. Высший уровень – глобальная по масштабам, но не повсеместная НГС-гляциосфера, то есть совокупность снежно-ледяных образований на поверхности Земли. При этом гляциосфера является частью криосферы: если криосфера является зоной потенциального льдообразования, т.е. главное ее свойство – наличие отрицательных значений температуры [78] [169], то для гляциосферы характерно наличие воды в твердой фазе, «образующей устойчивые тела в верхнем слое земной коры на поверхности воды и суши» [137]. Таким образом, находясь в зоне контакта литосферы, атмосферы и гидросферы (причем являясь частью последней) гляциосфера представляет собой один из компонентов географической оболочки. Гляциосфера включает в себя покровные и горные ледники, снежники и наледи, подземные льды, сезонный снежный покров и морские льды. Согласно В.С. Ревякину [137], можно говорить о трех вариантах нивально-гляциального комплекса: континентальном, морском и переходном.

Второй уровень - региональный соответствует, например, отдельным горным системам или архипелагам. На локальном уровне взаимосвязанные снежно-ледяные явления происходят на относительно обособленных участках крупных регионов. На таких участках круг нивально-гляциальных явлений ограничен, и главенствующее положение обычно занимает одно из этих

явлений. При выделении локальных единиц главная задача - найти единство проявления динамики нивально-гляциальных образований с характером изменения их интенсивности в пространстве [79]. Наконец, на элементарном уровне расположены отдельные ледники и элементы нивально-гляциальных систем: снежники, наледи и т.д.

В современной гляциологии при рассмотрении НГС на разных уровнях, в особенности на региональном, при районировании важную роль играет построение полей различных характеристик, описывающих состояние, изменение и взаимосвязи компонентов нивально-гляциальных систем, преимущественно климатических, гидрологических и орографических. При этом роль рельефа как компонента нивально-гляциальных систем, на взгляд автора, не может в полной мере быть охарактеризована при подобном подходе в связи с большей, по сравнению с климатическими и гидрологическими характеристиками пространственной изменчивостью, особенно это касается высокогорных территорий с контрастным рельефом. При переходе к локальному уровню рассмотрения роль рельефа возрастает, в горных районах этот компонент становится ведущим, определяя, в том числе, и климатические и гидрологические условия.

Реализация системного подхода на локальном уровне заключается в рассмотрении отдельных объектов: ледников наледей, снежников в едином комплексе с вмещающими их формами рельефа, причем характер рельефа во многом будет определяться историей его развития. Это означает необходимость учета палеогеографического фактора, в особенности палеогляциального в разных временных диапазонах - от внутривековых колебаний ранга осцилляций до стадиялов-межстадиялов и ледниково-межледниковых циклов плейстоцена.

Основная сложность заключается в несовпадении круга территорий, объектов и явлений, рассматриваемых в рамках понятия о нивально-гляциальных системах и в рамках предлагаемого нами понятие «гляциогенные комплексы». В определении нивально-гляциальных систем указана ведущая роль них снега и льда. В ландшафтах, расположенных в пределах колебания ледников в последние несколько тысяч лет, снежно-ледяные объекты существуют круглый год и нельзя отрицать их ведущую роль в современных процессах. Такие территории рассматриваются нами в рамках современных ГК. С другой стороны, в ландшафтах на территории, подвергавшейся древним оледенениям, современная ведущая роль снежно-ледовой компоненты не очевидна, а во многих случаях ее воздействие проявляется лишь сезонно. Поэтому подобные территории нельзя отнести к НГС. В то же время в горах резкоконтинентального района северо-запада Внутренней Азии на участках развития древних оледенений опосредованное влияние древних ледяных и снежных образований сказывается до сих пор через унаследованный от оледенений облик рельефа, структуру гидросети,

литологический состав, связи между природными объектами и т. д., соответственно эти территории включаются в состав ГК.

Представления о **криогляциальных** системах развивает в своих работах В.С. Шейнкман [202], [203]. В основу представлений о них заложены идеи сочетания и взаимодействия в горах Сибири наземного и подземного оледенения. При этом В.С. Шейнкман придерживается мнения, что ледники гор Сибири питаются преимущественно по холодному фирновому и ледяному типу, подчеркивая особое значение последнего, как альтернативу традиционному снежному питанию в аридных условиях, особенно в периоды плейстоценовых оледенений. Важную роль в криогляциальных системах играют многолетние наледи, имеющие большое развитие, активно преобразующие днища троговых долин и перерабатывающие стадиальные морены.

Несмотря на некоторое сходство между представлениями о криогляциальных системах и о ГК, нельзя говорить об их тождественности. В резкоконтинентальном районе северо-запада внутренней Азии, т.е. в регионе, для которого разработано понятие «гляциогенный комплекс» холодная фирновая зона на ледниках может присутствовать только на высотах более 4000 м, обычно в зоне питания в сезоны абляции происходит промачивание снежно-фирновой толщи. Ледяное питание также не играет существенной роли – образование зоны наложенного льда отмечается не каждый год. При этом отличие высотного положения границы питания и фирновой границы не превышает нескольких метров.

Многолетние наледи существуют, но размеры их невелики и серьезного денудировующего влияния на моренные комплексы они не оказывают. Малые размеры наледей, вероятно, связаны как с более высокими, по сравнению с восточными и северо-восточными районами Сибири, среднегодовыми температурами, так и с относительно небольшим поверхностным стоком. Высокая интенсивность физического выветривания приводит к преобладанию бронирования ледников и образования мертвых льдов над стаиванием льда, а связанное с этим обилие рыхлых отложений на днищах долин и в предгорьях неблагоприятно для поверхностного стока. Как и в случае с криогляциальными системами, ледово-снежная составляющая при неблагоприятных климатических изменениях стремится сохранить свой объем, но не за счет перехода в наледные формы, а за счет образования забронированных льдов.

Можно предположить, что криогляциальные системы и ГК представляют собой различные региональные варианты связей объектов гляциосферы в континентальных климатических условиях.

**Лимногляциальные комплексы (ЛГК)** - другое родственное понятие, близкое к предлагаемому нами. Представления о лимногляциальных комплексах получило обоснование и развитие в работах Д.В. Севастьянова, Ю.П. Селиверстова, К.В. Чистякова, А.Г. Редькина [145]



[158], [197], [138]. В широком смысле ЛГК как сложная геосистема охватывает всю совокупность озерных, аллювиальных, ледниковых, переходных форм рельефа и соответствующих типов континентальных отложений, а также природных тел, их формирующих. В более узком смысле ЛГК можно рассматривать как единый, нередко замкнутый бассейн, где озерная котловина, лежащая в нижнем ярусе рельефа, является конечным приемником и накопителем продуктов функционирования всей сопряженной природной системы, которая включает само озеро, речные долины, являющиеся транзитными коллекторами, и ледники, расположенные в верхнем ярусе рельефа, - основной источник талых вод, влекомых и взвешенных наносов [146]. Таким образом, в пределы ЛГК гор попадают днища межгорных и внутригорных котловин, трог и эрозионные долины, ледники и снежники, кары, цирки, современные морены и другие образования и связанные с ними озера.

Учение о лимногляциальных системах позволяет оценить воздействие древних оледенений на облик высокогорных ландшафтов, разный масштаб оледенений прошлого и энергии, связанных с ними процессов здесь отражен путем выделения лимногляциальных комплексов разного порядка. С другой стороны, в рамках этого учения акцент сделан на озерах гляциального генезиса и озерных осадках, наличие которых на территориях, подвергавшихся плейстоценовым оледенениям, не всегда имеет место. Кроме того, ЛГК включают в себя днища котловин, нередко находящиеся далеко за пределами непосредственного воздействия ледников, т. е. включают в числе прочих и ландшафты, не сформированные оледенениями. Соответственно, ГК имеют более отчетливые пространственные границы и более ограничены по масштабам. Таким образом, понятия лимногляциальный комплекс и ГК далеко не тождественны.

Некоторые представления о ГК и их структуре близки представлениям о высокогорных геосистемах в рамках учения о ландшафте. Примером может служить сложившееся в рамках ландшафтоведения понятие о географических компонентах, сочетания которых образуют сложную систему соподчиненных геокомплексов разного порядка. Однако, поскольку ГК выделяются в первую очередь по принципу связи с современными ледниками или прошлыми оледенениями, ведущим компонентом является снежно-ледяной (в частности, наибольшую роль играет рельефообразующая роль ледников), что служит одним из их отличий от ландшафтов. С другой стороны, как будет ниже указано, в холодных и аридных климатических условиях высокогорных ГК Внутренней Азии при высокой интенсивности экзогенных процессов, развитии мерзлоты, растительный и почвенный компоненты развиты фрагментарно и не имеют системообразующего значения. Наконец, важнейший фактор в выделении ГК, нашедший отражение в их названии — фактор генезиса, поэтому их картирование и изучение в

равной степени опираются на исследования современной динамики ГК и на палеогеографические исследования.

В некоторых случаях возможно проведение параллелей между ландшафтами локального уровня и ГК или их отдельными элементами. Например, в работе В. И. Булатова и В. С. Ревякина [18] отмечено: "Малый ледник - пример простого урочища с четкими границами; вместе с вмещающей его формой рельефа (каровый ледник) это сложное урочище». В то же время элементы ГК, такие как ледники, в силу разной размерности могут соответствовать разным уровням иерархии ландшафтов — от фаций до урочищ (и даже собственно ландшафтов).

Отметим, что ландшафтно-морфологический, описательный подход к изучению ледников и не получил существенного развития. На наш взгляд, это связано с тем, что нивально-гляциальный пояс в целом и ледники в частности очень динамичны и изменчивы, соответственно, приоритетным оказывается изучение процессов и их физических особенностей.

Довольно близки по своей сути к представлениям о ГК так называемые приледниковые ландшафты или приледниковые ПТК, рассмотренные, в частности, в работе А. М. Алейниковой [2]. Под приледниковым ландшафтом А. М. Алейниковой понимается «...ландшафт, морфологическая структура которого состоит из ПТК со следующими свойствами: морфолитогенная основа сформировалась под воздействием ледников или процессов, связанных с оледенением; хорошо выражен ледниковый мезорельеф, активны экзогенные процессы (в том числе мерзлотные и нивальные)». При этом граница современных приледниковых ландшафтов определяется по ледниковым формам середины XIX в. Кроме того, А. М. Алейникова выделяет и наледниковые ПТК с «ледяной основой» перекрытой слоем поверхностной крупнообломочной морены, мощностью от 10 см до 5 м, фрагментарными органо-щебнистыми почвами в расщелинах между глыбами и разреженной растительностью (в том числе и древесными формами высотой до 4 м). Эти наледниковые ПТК сформировались на поверхностной морене ледников Шхельда и Башкара за период 1997-2007 г.

Отметим, что все черты, присущие приледниковым ландшафтам характерны и для ГК, но сфера их распространения различна. Если в гумидных условиях Кавказа скорость трансформации ландшафтов при изменениях климата велика настолько, что она начинается уже непосредственно на поверхности ледника до его стаивания, то в резкоконтинентальном районе северо-запада Внутренней Азии ГК сохраняют черты, характерные для приледниковых ландшафтов по прошествии нескольких тысяч лет и более, несмотря на значительное удаление ледников при их отступании от территорий их былой деятельности.

Таким образом, во многом за счет специфических особенностей изучаемого нами региона, среди существующих подходов к изучению высокогорных геосистем нет полностью

подходящих для сопряженного анализа природных объектов на территории. Это является одним из оснований для введения термина «гляциогенный комплекс».

### 2.3. ГК и факторы оледенения

Поскольку ледники являются создателями ГК, то при формулировке представлений об этих комплексах следует опираться на представления о факторах оледенения, развитые М.В. Троновым [172], [173], [177]. К этим факторам относятся: 1. Климатический или общеклиматический, 2. Орографический или ороклиматический, 3. Морфологический, включающий в себя микроклиматические особенности форм рельефа склонов. Поскольку мы рассматриваем комплексы, формирование и последующая эволюция которых занимает длительные отрезки времени, следуя взглядам К.К. Маркова [40] сюда следует также добавить тектонический фактор.

Региональными особенностями действия факторов оледенения в ГК являются с одной стороны граничные условия для существования современного оледенения за счет в целом неблагоприятного воздействия климатического фактора (аридность), с другой стороны, как компенсация усилено положительное влияние на оледенение в частности и снежно ледовую составляющую ГК в целом орографического и морфологического факторов. Большая средняя высота горных сооружений, позволяет перехватывать влагу и увеличивает контрасты увлажнения между ледниковой и внеледниковыми высотными поясами. Сочетание высоко расположенных поверхностей выравнивания с врезанными по их периметру карами и цирками, приводит к аномально высокой концентрации твердых осадков в последних. Интенсивное бронирование ледников осыпным материалом в периоды повышенной аридности позволяет им переживать неблагоприятные климатические периоды, а малое количество жидких осадков сдерживает эрозионные процессы, способствуя длительной консервации погребенных льдов и хорошей сохранности ледниковых форм рельефа. Ступенчатость рельефа, способствует подпруживанию ледников и также повышает их устойчивость к неблагоприятным климатическим условиям, помимо этого данная особенность рельефа благоприятна для формирования наледей, как одной из форм сохранения ледово-снежной составляющей ГК.

Тектонический фактор также благоприятен для сохранения оледенения. Например, по нашим оценкам за период последних 60 тыс. лет подъем высокогорной части массива Монгун-Тайга составил около 400 м [193]- величина эта сопоставима с депрессией фирновой границы в позднеплейстоценовые оледенения. Другое следствие действия тектонического фактора - углубление днищ троговых долин и сохранение следов более древних оледенений на бортах трогов даже при большой вертикальной мощности более молодых ледников.

## 2.4. Структура и иерархия ГК

**Вертикальная структура.** Для гляциальных процессов возможно их рассмотрение в соответствии с классическими для физической географии представлениями о вертикальной структуре. В состав ГК входит вещество разных геосфер Земли, представители которых в составе геосистем принято называть компонентами. Как отмечено А.Г. Исаченко [71], каждый компонент представляет собой первичный географический уровень организации, занимающий промежуточное положение простыми дискретными телами и геосистемами. Соответственно, можно выделить следующие компоненты ГК: минеральный субстрат и рельеф, водная составляющая, газовая составляющая и климат, как совокупность ее свойств, снежно-ледовая составляющая, почва и биота.

При этом надо иметь в виду, что в высокогорных ГК присутствие и функции биоты и почвы сведены к минимуму и не приходится говорить об их существенной роли в функционировании ГК. А.Г. Исаченко [71] (стр. 131) указывает, что теоретически можно представить себе геосистемы, построенные только из абиотических компонентов, и что практически таковые существуют (ледниковые). Подобные системы без жизни и почвы можно, по его мнению, рассматривать как неполноразвитые или как «протоландшафты». Конечно, мы не можем говорить об отсутствии биоты в ГК – даже на поверхности ледников присутствуют бактерии *Sphaerella Nivalis*, а первичные процессы почвообразования возможны даже на срединных моренах ледников при условии их стабильности. Однако, как правило, признаки этих компонентов имеют значения только при решении задач индикации динамики гляциальных образований, которые в свою очередь полностью зависят от соотношений климатического, орографического и тектонического факторов.

Ключевую роль в ГК играет снежно-ледяной компонент, который не только является их «творцом». Способность снежно-ледяных образований, в первую очередь ледников, к саморазвитию, самосохранению, а в случае неблагоприятных изменений климата переход ледниковых льдов в другие формы с преимущественным сохранением объема льда – все это обеспечивает устойчивость современных ГК. Сложнее ситуация с древними ГК, где роль льда как активного компонента постепенно снижается с увеличением возраста системы, сокращается доля современных льдов гляциального генезиса и снежников при одновременном возрастании роли многолетней мерзлоты. Функции последней во многом заключаются в консервации рельефа, сформированного древними оледенениями.

Особой формой вещества, как результат взаимодействия активного снежно-ледового компонента и инертного минерального субстрата являются каменно-ледяные образования, широко представленные в ГК. Это сочетания моренно-осыпного материала и льда в различных пропорциях – от преобладания льда (забронированные ледники) до его малого содержания

(неактивные каменные глетчеры, предосыпные валы). Большая встречаемость и разнообразие подобных форм являются региональным вариантом реакции гляциосферы на неблагоприятные климатические условия. Отметим, что подобные образования характерны не только для современных ГК – реликтовые формы с вероятно вытянутым ледяным ядром присутствуют в составе ГК, относимых нами к MIS 4 и MIS 2.

Деятельность снежно-ледового компонента запечатлевается в первую очередь в рельефе. Гляциальные формы рельефа, являющиеся критерием выделения ГК, в первую очередь морены, могут испытывать частичный размыв, оседание, наложение эрозионных и термокарстовых форм, солифлюкционные деформации, но пока они отчетливо диагностируются, имеет смысл говорить о существовании данного ГК.

**Горизонтальная структура и иерархия ГК.** Горизонтальной структурой ГК мы называем состав, взаимное расположение и взаимосвязи потоками вещества и энергии слагающих ее морфологических единиц. При этом мы выделяем ГК разного иерархического уровня (табл. 10)

Таблица 10. Иерархия ГК.

Иерархический уровень	Критерии выделения границ	Ранговость	Характерное время формирования
1 порядка	Отчетливые следы деятельности ледников	Великая ледниковая эпоха (плейстоцен)	Сотни тысяч лет
2 порядка	Совокупности форм гляциального рельефа со схожей морфологией	Крупные стадиалы или оледенения (например, позднеголоценовые, MIS 4, MIS 2)	От нескольких тысяч лет до нескольких десятков тысяч лет
3 порядка	Стадиальные конечно-моренные комплексы	Ледниковые стадии (например, малая ледниковая эпоха)	От нескольких сотен лет до 1-2 тыс. лет
4 порядка	Осцилляционные моренные валы	Ледниковые внутривековые осцилляции	От нескольких лет до первых десятков лет
Элементы ГК	Дискретные гляционивальные объекты	-	-

Критерием выделения границ ГК является предел зоны непосредственного воздействия ледника. Следы воздействия оледенения хорошо сохраняются при общем тренде к регрессу

оледенения, однако после достижения максимальных размеров ледники не отступают одноактно, общий тренд прерывается малыми и крупными подвижками, обновляющими облик рельефа и меняющими структуру ГК. Между ледниковыми наступаниями возможен длительный перерыв, при котором оледенение может отступать в высокогорья или исчезать. В таком случае в результате последующего ледникового наступания, охватывающего верхнюю часть общей зоны воздействия ледников, облик территории преобразуется и может разительно отличаться от зоны «состарившегося» ледникового рельефа, не затронутой этим наступанием, т.е. морфология ледниковых форм рельефа отражает их возраст и принадлежность к различным ГК второго порядка. По поперечному профилю долин такие более молодые участки часто будут иметь вложенный характер по отношению к более древним следам оледенений.

Таким образом, облик территории ледникового воздействия будет отражать ритмику ледниковых подвижек разного порядка – наиболее отчетливыми будут различия для колебаний ледников ранга оледенений или крупных стадиялов. Соответственно, нижняя часть общей зоны воздействия ледников будет сохранять черты, полученные при максимальном древнем оледенении, далее вверх будут располагаться участки все более молодых оледенений или стадиялов, наконец, наверху - современные ледники и участки ледникового воздействия в позднем голоцене (рис. 17). В случае недостаточной высоты горных сооружений возможен вариант выпадения участков с современными ледниками и молодым ледниковым рельефом.

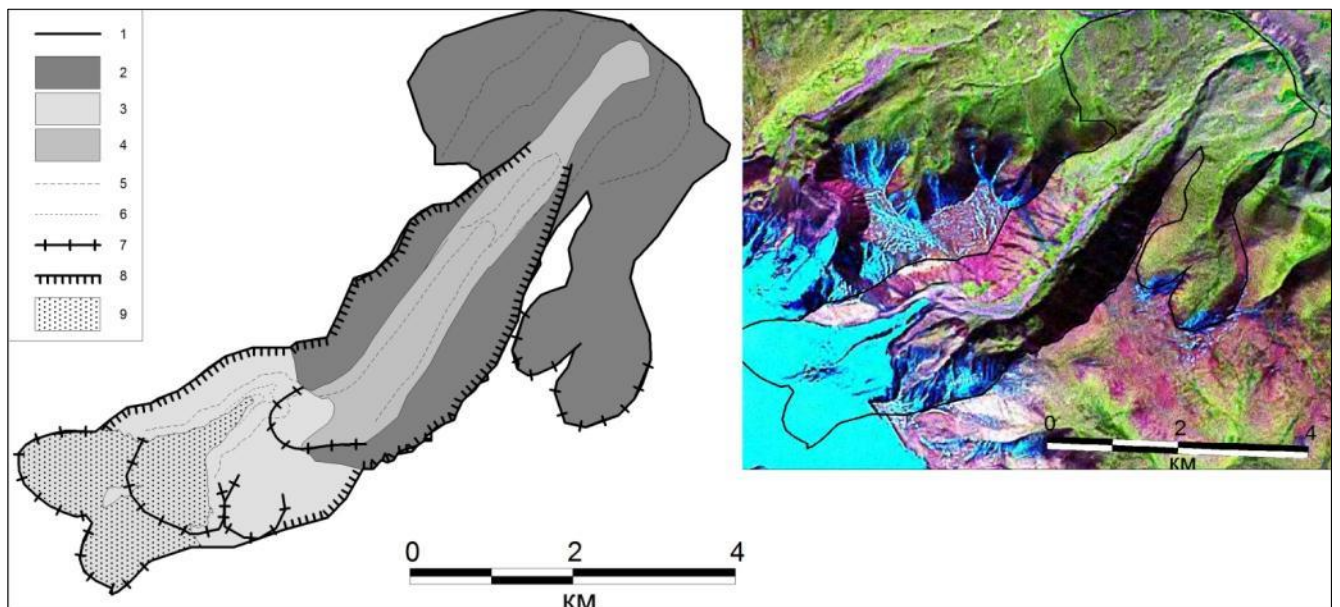


Рисунок 17. Схема ГК разных порядков на примере дол. р. Восточный Мугур, массив Монгун-Тайга. Справа - космический снимок Landsat этой же территории Условные обозначения: 1- границы ГК 1 порядка; ГК 2 порядка: 2- предгорно-котловинный (MIS 4), 3- высокогорный (позднеголоценовый), 4- среднегорный (MIS 2); 5- границы ГК 3 порядка, 6- границы ГК 4 порядка, 7- кары и цирки, 8- стенки трога, 9- современный ледник Восточный Мугур.

**ГК первого порядка** - вся территория воздействия древних ледников со вложенными следами более поздних наступаний. Как правило, это территория в пределах конкретного речного бассейна, часто конкретной речной долины и нескольких долин-притоков, от водораздельных гребней, окаймляющих верховья ледников вплоть до подножий горного сооружения и окраины горной котловины. В единый комплекс ее структурные элементы (**ГК второго порядка**) объединяют потоки вещества и энергии, в первую очередь, гравитационные (жидкий и твердый сток, склоновые процессы, селевые потоки и т.д.). Эти потоки направлены в основном от более древних с наиболее молодым рельефом к более древним участкам.

В то же время связи этих частей не являются однонаправленными. Например, попятная эрозия распространяется в обратном направлении и отчасти определяется характером нижележащих участков - уклонами, степенью рыхлости отложений, их устойчивости к эрозии. Примером обратного направления потока вещества и энергии может служить горно-долинная воздушная циркуляция, направленная в дневное время вверх по долине. Наконец, не все участки более древних ГК располагаются ниже относительно молодых. Например, на бортах трогов морены более древнего оледенения за счет большей вертикальной мощности ледников того времени (или за счет последующего врезания днища долины) могут находиться над молодыми моренами.

**ГК второго порядка** представлены в рельефе комплексами гляциальных форм схожей морфологии. Различия в морфологии между разными ГК второго порядка в составе одного ГК первого порядка связаны, в первую очередь, с их разновозрастностью - принадлежностью к разным оледенениям или крупным стадиалам. При разных ороклиматических условиях в эти эпохи ледники развивались на разных высотных уровнях, имели разные масштабы, морфологию, динамическую активность. На территории исследования можно с определенностью говорить о трех вариантах таких ГК.

К первому, **высокогорному**, относятся современные ледники с их альпинотипным горным обрамлением и наиболее высоко расположенными поверхностями выравнивания и примыкающие к ледникам молодые моренные комплексы и каменные глетчеры гляциального происхождения. Морены представлены обычно смежными или надвинутыми друг на друга валами двух-трех стадий, часто образующих своеобразный моренный пьедестал, на котором находятся современные ледники (рис. 18). Для морен характерна незадернованность четкость в плане, большая вертикальная мощность, слабая переработка эрозией. За счет наличия в большинстве морен ледяного ядра различия между ними и каменными глетчерами не всегда очевидны и можно выделить ряд переходных форм между ними. Мы относим все эти образования по времени формирования к позднему голоцену.





Рисунок 18. Моренный пьедестал и язык ледника Восточный Мугур (фото автора).

Ко второму варианту, **среднегорному**, относятся отрезки трогов ниже высокогорных ГК и обрамляющие их участки поверхностей выравнивания. В трогах развиты задернованные и местами сильно размытые моренные валы бывшего горно-долинного оледенения, часто подпруживающие озера или заболоченные участки. Эти образования, по нашим предположениям, были образованы в период криохрона MIS 2.

Третий вариант – **предгорно-котловинные** ГК, представленные пластовыми, грядово-холмистыми моренными образованиями конусовидной в плане формы, осложненные термокарстовыми формами рельефа, часто с небольшими озерами, развитыми на выходах трогов в межгорные котловины. Моренно-холмистый рельеф является характерной чертой предгорно-котловинных ГК. В данных ГК выделяются морены 3-4 стадий, при этом морены наиболее молодой из этих стадий при меньших площадях и в общем вложенном характере местами надвинуты или даже перекрывают более древние образования. Местами морены прослеживаются и на плечах трогов. Мы относим эти ГК к криохрону MIS 4. Более подробные особенности каждой из этих групп ГК будут рассмотрены в последующих главах.



Отмеченные на днищах древних трогов и у подножий хребтов и массивов следы древнего, вероятно, среднеплейстоценового оледенения, выражены нечетко, морены сильно размыты, задернованы, местами заболочены, целесообразность выделения подобных территорий как ГК пока под вопросом.

Системы второго порядка, в свою очередь, состоят из морфологических единиц, соответствуют ледниковым стадиям и имеют характерное время формирования 1-2 тыс. лет (**ГК третьего порядка**). В некоторых случаях в пределах современных ГК возможно выделение **ГК четвертого порядка**, соответствующих отдельным ледниковым осцилляциям со временем формирования в пределах ста лет.

**Элементы ГК**, являющиеся структурными единицами ГК третьего-четвертого порядка – это дискретные тела, каждый из которых является более или менее сложной системой. Для каждого конкретного элемента нельзя говорить об обязательном наборе компонентов, как представителях геосфер, что присуще ГК. Элементы различны по своему вещественному составу, представляя собой различные комбинации вещества разных компонентов. В соответствии с их составом, мы свели элементы в следующие группы.

1. Снежно-ледяные: постоянные, а именно многолетние снежники, наледи, ледники; сезонные: сезонный снежный покров, ледовый покров на водоемах, сезонные снежники и наледи.
2. Формы рельефа: нивально-экзарационные (нивальные ниши и кары, ледниковые цирки и кары, карлинги, цунговые бассейны, трогов и их составные части: ригели, бараньи лбы, троговые плечи); ледниково-аккумулятивные (морены, зандры, озы, камы); мерзлотно-коллювиальные (осыпи, курумы, каменные моря, каменные полосы); мерзлотные (каменные кольца, венки, полигоны, бугры пучения и т. д., а также термокарстовые формы: термоцирки, термоовраги, термокарстовые воронки и котловины); эрозионные (эрозионные врезы, речные и озерные террасы).
3. Каменно-ледяные образования: забронированные ледники, снежники, наледи, морены с ледяным ядром, каменные глетчеры, предосыпные валы, различные криогенные формы, связанные с подземными льдами внеледникового происхождения.
4. Водные: приледниковые, моренно-подпрудные, термокарстовые озера, временные и постоянные водотоки.
5. Дерново-почвенно-мерзлотные: солифлюкционные формы, туфуры, заболоченные котловины с буграми пучения.

Среди элементов ГК самыми важными являются, собственно, ледники, являющиеся достаточно сложными системами, в изучаемом регионе особенно это справедливо для

многоярусных сложных долинных ледников. Подробное изучение их структурных особенностей подобных ледников представляет важность для понимания процессов формирования ГК, но данная задача пока является перспективной и не входит в круг задач данной работы. В этом отношении представляет интерес использование наработок и опыта современных геоморфологических исследований А.Н. Ласточкина и представителей его научной школы, в частности гляциоморфодинамических исследований [86].

Одной из проблем при выделении границ ГК, в особенности при проведении границ смежных ГК одного порядка является определение оптимальной дробности их разделения. Г.Е. Глазырин [41] для выделения однородных участков оледенения давал следующие рекомендации (стр. 10):

« ...-участок всегда должен быть по одну сторону основного хребта и располагаться вдоль него

-его оледенение должно принадлежать к одному типу в смысле, который в это понятие вкладывает В.Г. Ходаков [186];

-участок должен примерно сохранять свою ориентацию;

-он может быть небольшим частным речным бассейном

-его линейные размеры (вдоль основного хребта) не должны превышать нескольких десятков километров;

-желательно, чтобы участки отличались друг от друга степенью оледенения

-наконец, чисто эстетическое требование - участок должен выглядеть компактным»

Для выделения ГК 1-2 порядков все перечисленные критерии вполне применимы, но наиболее четким критерием является принадлежность ГК к зоне действия одного ледника. Наиболее простой вариант - когда в троге существует современный долинный ледник, который в прошлом имел большее, чем сейчас развитие, но не принимал в качестве притоков лед других ледников. Тогда одному высокогорному ГК 2 порядка соответствуют один среднегорный и один предгорный ГК 2 порядка, и все они объединяются в один ГК 1 порядка. Сложнее ситуация, когда в верховьях трога существует несколько смежных ледников. В таком случае если эти ледники в позднем голоцене сливались, то они принадлежат к одному современному ГК. Если ниже по долине нескольких ледников, существовавших в позднем голоцене в криохрон MIS-2 существовал единый ледник, то тогда нескольким высокогорным ГК соответствует один среднегорный. Аналогичная ситуация возможна для нескольких среднегорных ГК и одного предгорного ГК. Все они при этом будут объединены в один ГК 1 порядка.

Иногда целесообразно говорить об объединении ГК в более крупные единицы - **сложные ГК**. Например, при наличии в прошлом единого центра оледенения с общей зоной

питания расходящихся в разных направлениях ледников, ГК первого порядка составляют единую систему, связанную общностью происхождения - наличием в прошлом единого ледникового комплекса. Для ГК второго порядка, например, при слиянии древних ледниковых лопастей соседних долин в предгорьях или при непосредственном примыкании друг к другу моренных образований соседних ледников в одной речной долине (часто для современных ГК) возможно объединении в сложную систему в рамках одного речного бассейна или макросклона (табл. 11).

Таблица 11. Пространственно-временные соотношения между простыми и сложными ГК разного порядка.

Ранг ГК	Простые	Сложные
1 порядка	Территория, занимавшаяся конкретным ледником при его максимальном развитии в позднем плейстоцене	Территория, занимавшаяся всем ледниковым комплексом при его максимальном развитии в позднем плейстоцене
2 порядка	Территория, где сохранились следы воздействия конкретного ледника в данное оледенение или крупный стадиал	Территория, где сохранились следы воздействия ледникового комплекса в данное оледенение или крупный стадиал
3 порядка	Территория, где сохранились следы воздействия конкретного ледника в данную ледниковую стадию	Территория, где сохранились следы воздействия ледникового комплекса в данную ледниковую стадию
4 порядка	Территория, где сохранились следы воздействия конкретного ледника в данную ледниковую осцилляцию	Не выделяется
Элементы	Дискретные тела, в том числе ледники	Современные ледниковые комплексы

## 2.5. Типология ГК

Выделение типов ГК как и любая классификация, основана на наличии у них схожих черт и свойств. Сходства и различия ГК одного порядка диктуются, в первую очередь, морфологией и энергетикой создавших их ледников. Под последней подразумевается динамическая активность и способность ледников производить преобразование рельефа.

Мы выделяем следующие типы ГК: **активный, переходного типа, малоактивный** – для простых ГК и **полиморфный** для сложных ГК.

**Активные** ГК – гляциогенные комплексы, образующиеся при отчетливо выраженной экзарационной, транспортирующей и аккумулятивной деятельности ледников, приводящей к формированию цирков, каров, трогов, конечно-моренных комплексов. В пределах глубоко

врезанных отрицательных форм рельефа с крутыми стенками, на днищах которых происходит повышенная аккумуляция твердых осадков, развиваются ледники, которые при достаточной высоте горных сооружений или при опускании границы питания в эпохи оледенений относятся к долинному типу, при наиболее благоприятных условиях они переходят в горно-покровные. При малой высоте гор или высоком положении границы питания здесь сохраняются лишь карово-долинные и каровые ледники, при наименее неблагоприятных условиях остаются только маленькие карово-висячие или висячие ледники или оледенение исчезает.

Малоактивные ГК – гляциогенные комплексы, образованные динамически малоактивными ледниками, воздействие которых на рельеф выражается в более интенсивном физическом выветривании горных пород у их краевых частей и развитии эрозионных форм при их таянии. Маломощные ледники склонового и плосковершинного типа развиваются на слабо расчлененных склонах и не оказывают ни существенного экзарационного, ни аккумулятивного воздействия на рельеф, а даже в большей степени его консервируют. Такие ледники сопоставимы с пассивными ледниками [12], понятие о которых разработано для высокоширотных районов обоих полушарий, однако в аридных высокогорьях северо-запада Внутренней Азии их воздействие на рельеф имеет свою специфику.

Основную роль в определении диагностических признаков наличия в прошлом малоактивных ледников, играют наблюдения за участками, высвобождающимися из-под краевых частей подобных ледников в настоящее время (рис. 19).



Рисунок 19. Край малоактивного склонового ледника, массив Монгун-Тайга (фото автора).

Современные малоактивные ледники региона при своем отступании не оставляют сколько-нибудь отчетливых моренных валов, сток с их краев мал и редко образует существенные постоянные водотоки, чему способствуют малые уклоны и выровненный характер ложа ледника, а также слагающие его рыхлые отложения, способствующие фильтрации талой воды. Соответственно существенное эрозионное расчленения подобных участков, с учетом их малых уклонов, не происходит.

Древние малоактивные ледники за счет большой высоты поверхностей выравнивания существовали в течение длительных интервалов времени, изолируя свое ложе от воздействия водной эрозии. Как следствие, глубина эрозионного расчленения участков их бывшего развития многократно уступает перигляциальным внеледниковым участкам (рис. 20).

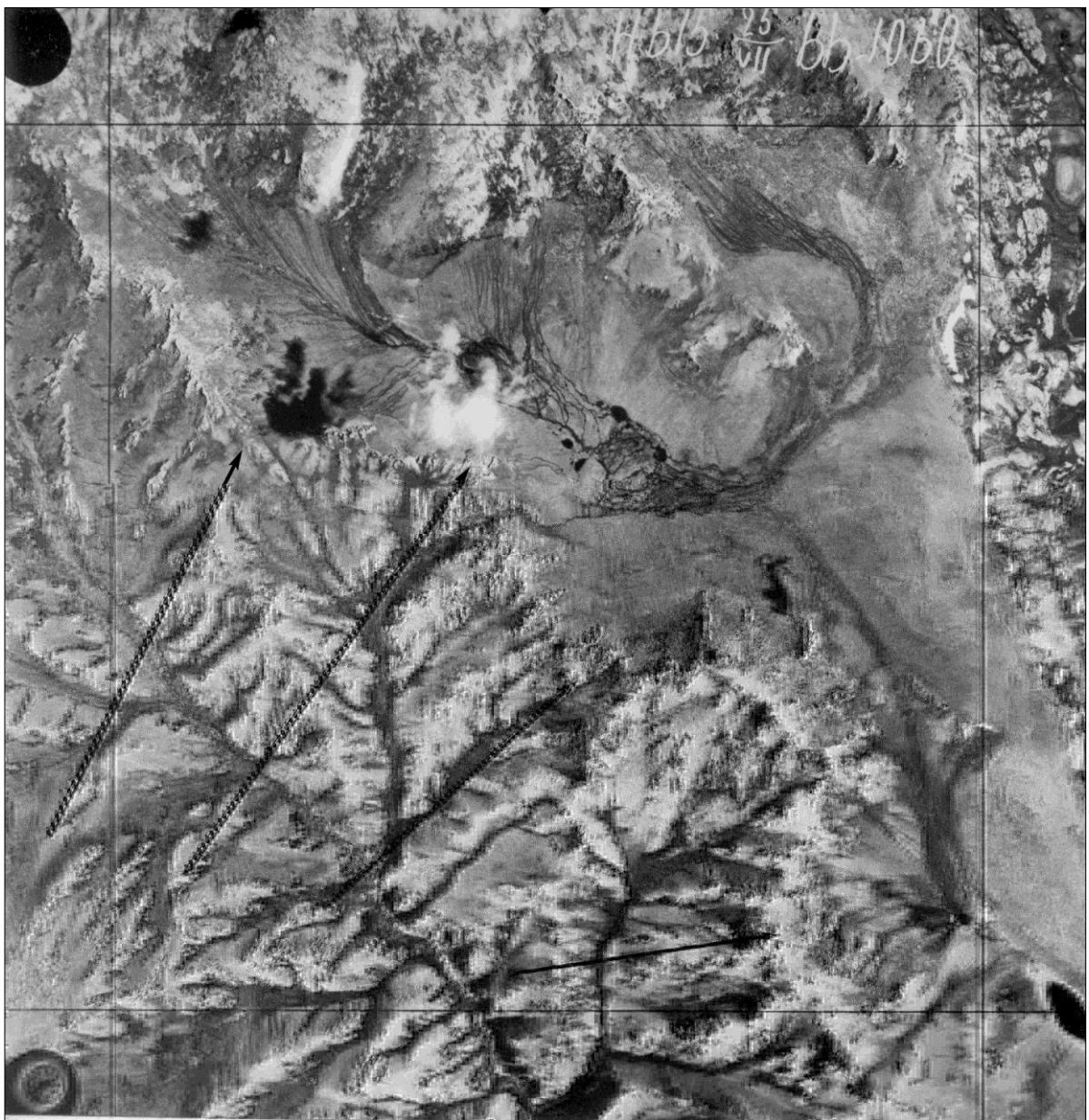


Рисунок 20. Граница перигляциальной и ледниковой зоны (указана стрелками), массив Монгун-Тайга, аэрофотоснимок (27.07.1966).

На сниженной периферии поверхностей выравнивания в силу малой мощности малоактивных ледников при подъеме снеговой границы их деградация происходила очень быстро, без длительной стабилизации краев ледников, поэтому каналы маргинального стока не являются характерными особенностями их рельефа. Наиболее характерной формой рельефа, связанной с таянием малоактивных ледников здесь являются системы параллельных неглубоких ложбин стока, с некоторой тенденцией к слиянию ниже поверхностей выравнивания. Эти каналы стока, вероятно, заложились в кратковременный период повышенной обводненности во время деградации малоактивных ледников и в настоящее время преимущественно сухих (рис. 21).



Рисунок 21. Система ложбин стока, образовавшихся при таянии малоактивных ледников на окраинах поверхностей выравнивания (нижняя часть рисунка, указаны стрелками), массив Монгун-Тайга, аэрофотоснимок



Пояс подобных образований обрамляет, например, поверхности выравнивания модельного массива Монгун-Тайга, захватывая также расположенные ниже верхние участки неглубоких долин и сильно сглаженные остатки древних цирков (рис. 22). На крайнем севере массива подобные образования встречаются также на приподнятых (до 2300 м) подножиях массива. Возможно, в условиях аридного климата региона и малой влажности воздуха в деградации подобных ледников имела место большая роль испарения, поэтому сток был сравнительно малым и кратковременным, что не позволило оформиться системе глубоко врезанных каналов стока. Есть также основания предполагать, что рельеф массива в прошлом был менее контрастным, что также препятствовало четкой канализации стока. Вероятно, упомянутый пояс неглубоких ложбин стока является внешней (нижней) границей зоны малоактивного оледенения в позднем плейстоцене.



Рисунок 22. Ложбины стока на склонах древнего цирка у окраины поверхности выравнивания.

На более высоких и крутых участках поверхностей выравнивания возможность более длительной стабилизации краев ледников была выше, а энергия эрозионных процессов больше. Характерной чертой рельефа этих участков являются нагорные террасы, вероятно выработанные при заложении маргинальных каналов стока, созданная в результате



ступенчатость рельефа была усилена деятельностью многолетних снежников, и в настоящее время поддерживающих крутизну уступов нагорных террас (рис. 23).



Рисунок 23. Нагорная терраса у северо-восточного склона массива Монгун-Тайга.



Рисунок 24. Нагорная терраса, массив Таван-Богдо-Ола, северный склон.



Наблюдения за краевыми частями современных малоактивных ледников и наиболее устойчивых многолетних снежников показывает, что их воздействие на рельеф идентично, с поправкой на разномасштабность этих образований. Для участков, высвобождающихся при относительно быстром отступании краевых частей этих образований характерно развитие так называемых каменных мостовых, при длительных стабилизациях положения краевых частей интенсивное физическое выветривание приводит к формированию и накоплению криопелитов и криокластопелитов. Размыв талыми водами и сортировка ими этих отложений создает характерные валики, борозды и каналы и хорошо видимую на космических снимках полосчатость (рис. 25), совершенно аналогичную отмеченной нами выше для территорий бывшего развития малоактивных ледников. Таким образом, неглубокие каналы стока малоактивных ледников вырабатываются в своеобразных корах выветривания, созданных этими же ледниками, после их деградации и отступления аридность климата способствует длительному сохранению следов подобного размыва.



Рисунок 25. Размыв отложений криопелитов и криокластопелитов у края многолетнего снежника, массив Таван-Богдо-Ола, фрагмент космического снимка.

Поскольку малоактивные ледники не производят существенной экзарационной деятельности и не создают конечных морен, проводить границы между разновозрастными ГК второго порядка можно по косвенным признакам. Для территории развития малоактивного

оледенения в позднем голоцене (часть высокогорных ГК, не занятых в настоящее время ледниками) признаками развития в прошлом ледников могут служить:

1. покрытие существенных территорий каменистыми россыпями с уплощенным характером поверхности (по типу каменных мостовых), что связано с ледниковой нагрузкой в недавнем прошлом;
2. слабая вертикальная расчлененность рельефа и его сильная сглаженность, связанная с консервацией ледниками;
3. развитие маломощных отложений криокластопелитов и криопелитов, частично размывтых ранее существовавшими водными потоками, в местах длительной стабилизации положения краев ледников;
4. массовое развитие многолетних снежников, особенно часто локализованных в местах длительной стабилизации краев ледников в прошлом (у подножья уступов нагорных террас) и длительное (9 и более месяцев) залегание сезонного снежного покрова;
5. отсутствие сплошного дерново-растительного покрова, каменистость грунта.

Для малоактивных ГК второго порядка выделение границ между образованиями криохронов MIS 2 и MIS 4 затруднительно, да и едва ли целесообразно, поскольку за время, прошедшее с этих событий различия в ландшафтном облике участков поверхностей выравнивания, занятых в соответствующие периоды ледниками сгладились, что связано с малой степенью их геоморфологического воздействия, в то же время произошла некоторая трансформация рельефа мерзлотными процессами и физическим выветриванием. Так, в частности, на месте каменных мостовых развиваются каменистые россыпи, где избирательное действие морозного пучения приводит к переориентировке значительного количество каменистых обломков острыми гранями вверх. Широкое развитие получают полигональные формы рельефа, а местами и солифлюкционные формы. Длительное избирательное действие морозного выветривания и нивация в местах развития снежников способствует ступенчатости рельефа (развитию нагорных террас), в создании которых, возможно, принимал участие также ледниковый сток по маргинальным каналам. Однако сохраняются некоторые черты, присущие и высокогорным ГК малоактивного типа, а именно: слабая вертикальная расчлененность рельефа и его сильная сглаженность, развитие отложений криокластопелитов и криопелитов, расчлененных системой сухих русел и борозд, массовое развитие многолетних снежников.

Вспомогательную роль в определении границ ГК малоактивного типа играет расчет высоты границы питания в периоды оледенений и ледниковых стадий. Здесь используется следующий алгоритм действий. Вначале реконструируются контуры смежных с поверхностями выравнивания долинных ледников в соответствующий период. Затем рассчитывается депрессия

границы питания этих ледников по отношению к современному периоду. Положение границы питания на долинных ледниках и плосковершинных ледниках различается в связи с разной концентрацией на них снега. Для определения по древней высоте границы питания на долинных ледниках высоты границы питания на плосковершинных ледниках соответствующего времени можно использовать различие положения границы питания на современных ледниках этого типа. Далее определяем на современных ледниках плоской вершины соотношение между высотными интервалами зоны аккумуляции и зоны абляции и используем это соотношение для определения положения нижней границы древних ледников.

**ГК переходного типа** создаются деятельностью склоновых ледников при среднем уклоне их поверхности более 15-17°. По малой мощности, большой относительной ширине, незначительности экзарационной деятельности такие ледники схожи с группой малоактивных ледников. Такие ледники не вырабатывают характерный для трогов U-образный профиль, вытекающие с них водотоки часто формируют ущелья V-образной формы. С другой стороны за счет относительно больших уклонов они имеют большие скорости движения. Благодаря большей вертикальной расчлененности склонов, где развиваются такие ледники, скальных выходов, на их поверхность поступает существенное количество каменного материала. Все это предопределяет более отчетливую, по сравнению с малоактивными ледниками геоморфологическую деятельность, которая отражается в возможности формирования небольших моренных валов у их современного края. ГК переходного типа в настоящее время наиболее отчетливо выделяются на северном склоне массива Таван-Богдо-Ола (рис. 26), на северо-восточном склоне массива Монгун-Тайга.



Рисунок 26. Высокогорный ГК переходного типа, массив Таван-Богдо-Ола.

Типы ГК достаточно четко различаются по такой характеристике, как энергия оледенения. Наши расчеты для ледников массива Монгун-Тайга, отнесенных нами в группу малоактивных ГК показывают значение энергии оледенения 1,0-2,3 мм/м, для ледников, отнесенных к группе активных ГК -2,2-4,4 мм/м.

Одновозрастные ГК активного типа и малоактивного типа находятся на разных гипсометрических отметках (малоактивные, как правило, расположены на несколько сотен метров выше). Однако повышенная концентрация снега в долинах и пониженная на поверхностях выравнивания приводит к тому, что они расположены почти одинаково относительно современного или древних положений снеговой границы. Последняя, в частности ее вариации, такие как средняя многолетняя высота фирновой границы, является наиболее надежной численной характеристикой ГК. Отмеченные различия в гипсометрическом положении приводят к тому, что сопряженность ГК проявляется не только в пределах конкретных ГК первого порядка и составляющих их ГК второго порядка (т.е., например, по вертикальному профилю долин), но и к сопряженности смежных одновозрастных ГК разного типа.

**Полиморфные ГК** – сложные ГК, сформированные деятельностью ледниковых комплексов, в которых в роли ядра (центра) и области питания выступают малоактивные склоновые и плосковершинные ледники, а активные каровые и долинные ледники и склоновые ледники переходного типа расположены на периферии. Такой комплекс, например, в массиве Монгун-Тайга объединяет в качестве ядра малоактивные ледники ледникового купола главной вершины массива, два смежных с ней ледниковых купола и примыкающие к ним участки поверхностей выравнивания. Радиально расходящиеся современные долинные ледники причленяются к ядру по периферии. Высоко расположенные ледники плоской вершины питают расположенные ниже ледники льдом и сдуваемым с плоской вершинной поверхности сезонным снегом. Подобные ледниковые купола выполняют роль накопителя и перераспределителя снега. Наличие смежных друг с другом ледников усиливает выхолаживающее влияние ледников на приземный слой воздуха, способствуя меньшему таянию и сохранению ледников.

То, что ГК малоактивного типа являются ядром **полиморфных ГК** проявляется, например, в их главенствующей роли, а ледники или многолетние снежники находятся на их периферии. Это можно проиллюстрировать на конкретном примере. На юго-западе массива Монгун-Тайга расположен современный малый полиморфный ГК, приуроченный к поверхности выравнивания с преобладающими высотами 3550-3660 м (макс. 3680 м), значительная его часть занята ледником плоской вершины (на высотах более 3600 м). К северу от поверхности выравнивания находится глубокий трог с замыкающим его цирком, в цирке

находится каровый ледник, на бортах трога - серия висячих ледников. Все эти ледники получают ледовое и снежное питание с ледника плоской вершины.

В 1,5 км южнее находится еще один выровненный участок, приблизительно такой же площади, но лишенный оледенения, поскольку имеет меньшую высоту (3400-3500 м). С северной стороны к нему так же примыкает глубокий трог с приблизительно такой же, как в предыдущем случае, высотой днища. Борта трога сильно расчленены хорошо выраженными карами и цирками, для концентрации снега здесь создаются более благоприятные орографические условия, но современные ледники отсутствуют, имеется лишь несколько крупных многолетних снежников. На взгляд автора причина этого – отсутствие плосковершинного ледника.

Отметим, что подобная ситуация в массиве повторяется в нескольких местах – отсутствие плосковершинного ледника на выровненной поверхности означает отсутствие ледников в смежных с ней трогах, цирках и карах. Следуя этой логике можно предположить или утверждать, что исчезновение ледника плоской вершины упомянутого ледникового комплекса вызывает быстрое исчезновение прочих ледников комплекса. По нашим расчетам для этого достаточно подъема границы питания на 100 м.

Напоследок отметим, что возможно и выделение более дробных единиц классификации, чем типы ГК. Например, для высокогорных ГК мы выделяем различные виды, критерием такого выделения служит характер взаимодействия современных ледников и каменно-ледяных образований. Подробно этот вопрос будет рассмотрен в главе, посвященной высокогорным ГК.

### **Глава 3. Методы исследования ГК. Гляциоклиматические модели.**

В соответствии с решаемыми задачами можно говорить о трех группах методов и подходов к проведению исследований: мониторинговые исследования, палеогеографические исследования и математическое моделирование.

Первая группа методов - исследования современных ГК. Они включают в себя, во-первых, картографические работы: геодезическую съемку индикаторных объектов, дешифрирование аэрофотоснимков и космических снимков картометрические измерения. Во-вторых, это непосредственные и опосредованные (с использованием космических снимков) наблюдения с целью фиксации положения высотных гляциологических уровней. В-третьих, это получение информации о режиме современных ледников путем балансовых и гидрологических наблюдений, сопряженных с инструментальными метеонаблюдениями. Задачей исследования современных ГК является не просто фиксация современного их состояния и происходящих изменений, а определение взаимосвязей и взаимодействий между различными элементами ГК, их реакции на внешние возмущения. Все перечисленное делает возможным применения метода актуализма, как для палеогеографических построений, так и для прогнозов.

Рассмотрим подробнее использованные методы и некоторые полученные результаты, необходимые на дальнейших этапах работы.

#### **3.1. Хронология полевых исследований ГК.**

Автор опирается на результаты многолетних исследований ГК Внутренней Азии проводимых представителями Санкт-Петербургской школы физической географии на протяжении нескольких десятков лет, в которых он сам принимает участие с 1994 г. Цикл наблюдений элементов ГК *in situ* на территории резкоконтинентального района Внутренней Азии был начат Ю.П. Селиверстовым еще в 1950-е годы на территории Юго-западного Алтая и Юго-Западной Тувы. После перерыва с 1980 г. экспедиционные исследования были продолжены в рамках Центрально-Азиатской экспедиция НИИГ и факультета географии и геоэкологии по программе комплексного географического, палеогеографического, экологического исследования Внутренней Азии. Работы проводились на территории юго-востока Русского Алтая, севера Монгольского Алтая, горного обрамления Котловины Больших Озер. Наиболее подробные исследования имели место на территории модельных полигонов - горных массивов Монгун-Тайга и Таван-Богдо-Ола, где проводились исследования современного и древнего оледенения, геоморфологических особенностей массивов, криогенных образований, растительности и ландшафтной структуры территории, велись гидрологические и метеорологические наблюдения. Помимо этого, работы проводились и на смежных территориях Центрального Алтая и юго-западной Тувы, что давало возможность сопоставления

природных условия и особенностей динамики ландшафтов этих территорий с резкоконтинентальным районом северо-запада Внутренней Азии.

Начиная с 1990 г. в проводимых исследованиях сочетались наблюдения в рамках полустационаров с маршрутными исследованиями. Площадки метеорологических, гидрологических и балансовых наблюдений закладывались в долинах наиболее крупных ледников на разных высотных уровнях от зоны аккумуляции на ледниках до высоты верхней границы леса, что, наряду с использованием данных опорной метеостанции давало возможность определять значения высотных градиентов метеопараметров, в первую очередь температурного и плювиометрического, изменения стока по вертикальному профилю. При проведении балансовых наблюдений на каждом леднике для ежедневных наблюдений за таянием в области абляции выбирался базовый поперечный профиль, приуроченный к наиболее характерным для зоны абляции данного ледника участкам поверхности. Измерения проводились по 5-7 вбуренным в лед рейкам, осреднение проводилось по нескольким измерениям. Одновременно закладывались продольные профили от края ледника до верхних частей зоны аккумуляции, что позволяло оценить вертикальный градиент абляции.

Хронология исследований в последние два десятилетия выглядит следующим образом. В 1990 г. полустационар был заложен в массиве Монгун-Тайга в долине р. Шара-Хорагай и на леднике Селиверстова. Параллельно проводились маршрутные исследования долин северного и восточного склонов Тургэни-Нуру, оз. Баян-Нур в Убсунурской котлов. В последующие 2 года центр проводимых работ переместился на территорию Монголии: в 1991 г. — полустационар в долине р. Северный Тургэн-Гол и на ледниках Цагаан-Дэглий (Тургэни-Нуру), маршрутные исследования в южной части Убсунурской котловины и на хр. Ханхухий.; в 1992 г. — полустационар в долине р. Восточный Тургэн-Гол и на соответствующих ледниках, маршрутные исследования в песках Алтан-Элс, Бориг-Дэл в Убсунурской котловине, на северных склонах хр. Ханхухий, в долинах рек Хархира-Гол и Шивэр-Гол (Хархира-Нуру) и др.

Начиная с 1993 г. вплоть до 2012 г. экспедиционные исследования проходили на территории России. В 1993 г. функционировал полустационар в долине р. Восточный Мугур (Алдын-Оюк) и на соответствующем леднике в массиве Монгун-Тайга, проводились маршрутные исследования окрестностей оз. Хиндиктиг-Коль. В 1994 г. полустационар был перенесен в долину р. Правый Мугур (Чадагай-Оюк) и на соответствующие ледники северного склона Монгун-Тайги, проводились маршрутные исследования долин южного склона хр. Цаган-Шибэту, песчаных массивов северо-восточной части Убсунурской котловины. В 1995 г. полустационар был в долине р. Восточный Мугур, маршрутные исследования велись в долине р. Моген-Бурен и на хр. Ханхухий.

После 4-летнего перерыва в экспедиционных исследованиях в десятилетие 1999-2009 гг. проводились маршрутные и балансовые наблюдения в массиве Монгун-Тайга, в районе оз. Хиндиктиг-Коль, в массиве Таван-Богдо-Ола и на плоскогорье Укок.

Расширение приборной базы позволило, начиная с 2010 г., вернуться к практике создания полустационаров. Так в полевые сезоны 2010 г., 2011 и 2012 гг. в сезоны абляции на территории массива Монгун-Тайга функционировал полустационар в долине р. Восточный Мугур, включавший базовый лагерь на высоте 2260 м. (что соответствовало уровню верхней границы леса) недалеко от впадения р. Восточный Мугур в р. Мугур, и верхний лагерь, находившийся на высоте 2630 м. на нижней границе неогляциально моренного комплекса ледника Восточный Мугур, на 300 м ниже современного края одноименного долинного ледника. На территории базового лагеря и верхнего лагеря были установлены автоматические метеостанции HOBO Microstation, регистрировавшие такие параметры, как количество атмосферных осадков, интенсивность потока приходящей солнечной радиации, температура и относительная влажность воздуха, а также скорость и направление ветра.

С целью гидрологических наблюдений на реке Восточный Мугур были организованы два речных поста. Верхний пост (на высоте 2664 м) в 600 м от истока реки и Нижний пост (2236 м.) - в 500 метрах выше устья реки Восточный Мугур. На постах производились ежедневные четырехсрочные измерения уровня воды автоматическими уровнемерами «Нобо», измерения расходов воды.

Гляциологические работы включали в себя балансовые наблюдения на языке ледника Восточный Мугур и тахеометрическую крупномасштабную съемку языка этого же ледника с помощью электронного тахеометра, для привязки использовалась GPS система «Sokkia». Кроме того был начат отбор образцов воды из снежников, ледников, каменных глетчеров, погребенных льдов с целью анализа концентрации стабильных изотопов воды анализатором Pikarro-L1102-i в Лаборатории Изменений Климата и Окружающей Среды при ААНИИ

Маршрутные гляциологические, геоморфологические и ландшафтные исследования проводились в долинах рек Толайты, Орта-Шегетей, Правый Мугур, Шара-Хорагай, Балыктыг.

В 2013 г. полустационар был заложен в долине р. Шара-Хорагай, массив Монгун-Тайга, кроме того были установлены автоматические температурные датчики на различных высотных уровнях начиная с вершины массива. Помимо того, были возобновлены исследования на территории Монголии – на юго-восточном склоне массива Таван-Богдо-Ола и в хр. Найрамдал.



### 3.2. Некоторые результаты гляциоклиматических наблюдений

Наиболее важными результатами метеорологических наблюдений, необходимыми для моделирования климатических обстановок прошлого и создания гляциоклиматических прогнозов являются оценки значений вертикального температурного градиента, температурного скачка при переходе с внеледниковой поверхности на ледниковую, а также высотного плювиометрического градиента, полученные для территории модельного массива Монгун-Тайга.

Оценка термических ресурсов разных высотных поясов в массиве Монгун-Тайга в настоящее время возможна путем экстраполяции данных метеостанции Мугур-Аксы на основе вертикальных склоновых градиентов температур с учетом их изменчивости в пространстве и во времени. Отклонения от средних значений вертикального склонового градиента температуры могут быть связаны с пространственной и временной изменчивостью притока солнечной радиации за счет разных условий облачности, экспозиции, закрытости, а также с пространственными и временными изменениями теплофизических свойств подстилающей поверхности, с изменениями условий стока охлажденного воздуха ночью в зависимости от формы рельефа.

Многолетние данные метеостанции Мугур-Аксы, а также данных ближайшей к ней метеостанции Тээли за параллельные годы наблюдений позволили рассчитать среднюю многолетнюю величину градиента между этими станциями за летний период -  $0,5^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ .

Значение вертикального градиента температуры между станцией Мугур-Аксы и базовым лагерем нашей экспедиции 1990 г. в долине р. Шара-Хорагай составило за период наблюдений  $0,69^{\circ}/100\text{ м}$ , причем можно отметить его устойчивость за все 4 декады наблюдений. Повышенное значение градиента в данном случае связано с тем, что вышерасположенный пункт наблюдений находится в условиях меньшего притока солнечной радиации в связи с резким увеличением в высокогорной части количества облачности.

Влияние неоднородности теплофизических свойств подстилающей поверхности на вертикальный градиент температуры хорошо прослеживается при сравнении температуры воздуха между базовым лагерем экспедиции в долине р. Шара-Хорагай и пунктом наблюдений на боковой морене ледника Селиверстова (высота 3140 м). За период наблюдений в июле вертикальный градиент составил  $0,61^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ , но с момента, когда на морене выпал снег, значение градиента возросло до  $0,83^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ .

В 2010 и 2011 гг. мы проводили метеорологические наблюдения в долине р. Восточный Мугур. Точки наблюдения находились на высотах 2260 м и 2630 м. В 2010 г. средние значения высотного градиента температуры, полученного по данным точкам, составили в среднем  $0,65^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ . В 2011 г. средние значения градиента были равны всего  $0,5^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ . Отметим, что

подобная разница в значениях высотного градиента связана с более теплой погодой летом 2011 г. по сравнению с аналогичным сезоном 2010 г. За счет этого уменьшилась повторяемость заморозков и снегопадов в верхнем лагере, что снизило температурный контраст между точками наблюдений. Также отметим, что верхняя точка наблюдений в 2010-2011 гг. была более чем на 300 м по высоте и на 1,3 км по расстоянию удалена от ледника, поэтому охлаждающее влияние ледника здесь мало сказывалось, что снижало значения вычисленного температурного градиента по сравнению с наблюдениями 1990 г. В целом в июле значения высотного градиента меньше, чем в июне и августе в связи с относительно малой заснеженностью высокогорных склонов в наиболее теплый период сезона абляции.

Для экстраполяции значений среднелетних температур от метеостанции Мугур-Аксы, в частности для балансовых расчетов на ледниках может быть рекомендовано значение градиента  $0,69^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ , более соответствующее средним значениям для всего летнего периода.

При переходе с внеледниковой поверхности на ледник имеет место "скачок" в значениях метеоэлементов, в том числе в распределении температуры воздуха. Он обусловлен невозможностью прогрева снежно-ледовой поверхности выше  $0^{\circ}\text{C}$ , потерей энергии на таяние, высокой отражательной способностью снега и льда и связан с трансформацией воздуха над ледником. Величина "скачка" температуры зависит от температурного напора, а, следовательно, от разности температуры окружающего воздуха и температуры ледовой поверхности, от интенсивности турбулентного обмена и от времени контакта натекающего воздуха с ледовой поверхностью, а значит от размеров ледника.

Скачок температуры определялся нами как разность между температурой воздуха на боковой морене ледника вне зоны его прямого влияния и температурой воздуха в приледовом слое в пункте наблюдений на продольной оси ледника. При расчетах среднего суточного значения скачка учитывались только дни, когда морена была свободна от снежного покрова, в противном случае теряется физический смысл понятия температурного скачка. При соблюдении этого условия средний суточный скачок температуры воздуха на леднике Селиверстова составил  $1,0^{\circ}\text{C}$ .

Температурный скачок максимален в период наибольшего прогрева окружающих склонов и морены ( $1,8^{\circ}\text{C}$ ) и существенно ниже при радиационном выхолаживании ( $0,2^{\circ}\text{C}$ ). Существует зависимость между среднесуточными значениями "скачка" температуры воздуха и среднесуточной температуры воздуха на морене. Чем сильнее прогревается воздух над свободными от снега и льда склонами и мореной, тем выше температурный напор, а значит и интенсивнее процесс трансформации воздуха над ледником. Связь оказалась не линейной, а близкой к экспоненциальной, т.е. по мере возрастания температурного напора интенсивность процесса трансформации растет быстрее, несмотря на усиление термической устойчивости.

Полученная зависимость дает возможность оценить значение скачка температуры в среднем за лето. С этой целью выполнена процедура приведения средней многолетней температуры воздуха за летний период по метеостанции Мугур-Аксы с учетом полученных нами склоновых градиентов температуры к высоте пункта наблюдений на морене ледника Селиверстова.

По нашим оценкам средняя летняя температура воздуха на этом уровне составляет  $3,0^{\circ}\text{C}$ , а температурный скачок -  $0,4^{\circ}\text{C}$ . Малая величина среднего за лето скачка температуры воздуха объясняется малыми размерами ледника и невысокими средними за лето температурами окружающего воздуха.

Информация об изменениях количества осадков с высотой является одним из необходимых условий для проведения балансовых вычислений и моделирования режимов ледников при климатических изменениях. Полученные за последние 45 лет среднемноголетние значения годовых сумм осадков по метеостанциям и постам Тувы, а также анализ экспедиционных материалов позволяют заключить, что в модельном массиве Монгун-Тайга наибольшее количество осадков выпадает на наветренных склонах и в высокогорном поясе. Определенные нами величины высотного плювиометрического градиента составили  $7\text{ мм}/100\text{ м}$  высоты. Информация о полученной зависимости количества осадков от высоты представлена ниже, в разделе «Гляциоклиматическое моделирование».

### **3.3. Наблюдения за динамикой краев ледников.**

Систематические наблюдения за положением краев современных ледников региона ведутся на протяжении последних тридцати с небольшим лет. Для проведения наблюдений создана система реперов, постоянно обновляющаяся и совершенствующаяся. Используются как измерения расстояния от реперов до ледников мерной лентой, так и геодезическая съемка языков ледников и морен. В последние 15 лет широкое применение получило использование GPS-систем, что позволило повысить точность координатных и высотных привязок.

С другой стороны для некоторых ледников ряды наблюдений за изменениями положения их концов удалось продолжить до середины 1960-х гг. за счет дешифрирования архивных аэрофотоснимков (например, аэрофотоснимки массива Монгун-Тайга от 10 июля 1966 г., аэрофотоснимки массива Таван-Богдо-Ола и хр. Сайлюгем от 24 августа 1962), фотографий и описаний исследователей, посещавших эти ледники ранее. В качестве вспомогательного средства для расшифровки картины динамики ледников и многолетних снежников также использовались картометрические измерения по топографическим картам масштаба  $1:100000$ ,  $1:50000$  и  $1:25000$ , созданные в 1940-х, 1960-х и 1980-х гг., как показывает опыт подобной работы, отображение объектов гляциосферы на них не всегда является точным.

Появление в последнее время возможности работы с космическими снимками высокого разрешения дало возможность дополнить полевые данные для труднодоступных участков или сезонов, когда экспедиционные наблюдения не проводились. Картирование ледников разных центров оледенения и дешифрирование морен осуществлялись с использованием данных дистанционного зондирования Земли ресурсного центра СПбГУ "Космических и геоинформационных технологий". В рамках проекта РФФИ 14-05-00796а «Исследование морфологии, генезиса и динамики каменно-ледяных образований Алтае-Саянской горной страны» были получены 10 снимков SPOT-2, SPOT 4, SPOT 5, GeoEye-1 в интервале 2006-2013 гг. с пространственным разрешением от 15 до 2 м. Для получения первичных данных со снимков и проведения по ним предварительных расчетов, снимки были радиометрически нормализованы, географически привязаны по орбитальным данным в формате Norad Tle. Выполнена автоматическая систематическая геометрическая коррекция растровых данных по математической модели, описывающей углы ориентации спутника и камеры в момент съемки (строгая модель). Определена и установлена проекция UTM WGS 84 с автоматическим определением зоны (45). Затем они были ортотрансформированы по ЦМР ASTER GDEM v.2 (30 м), использовался умеренно-подчеркивающий фильтр. Кроме того, использовались снимки Landsat-7 за 1999-2002 гг., Landsat 8 за 2013 г.

### **3.4. Палеогеографические исследования**

Палеогеографические исследования, призванные восполнить нехватку информации о прошлых состояниях климата и гляциогенных комплексов играют важную роль в проделанной работе. В первую очередь это касается реконструкции масштабов и морфологических особенностей древних ледников - создателей гляциогенных систем и получение информации о климатах исследуемых ледниковых и межледниковых эпох.

П.А. Окишев [124] отмечает: «Существует два подхода к реконструкции максимального оледенения гор: а) геологический, базирующийся на литолого-стратиграфических исследованиях рыхлых отложений ([207]; [132]; [204]; [17]; и др.); он встречает возражения в связи с недостаточной изученностью диагностических признаков гляцигенных образований в горных долинах; б) геоморфологический, опирающийся на пространственные границы ледниково-аккумулятивных форм ([60]; [125]; [69]; [62]; и др.); основной недостаток этого подхода - отсутствие должного анализа условий ледникового рельефообразования и последующей сохранности гляцигенных форм» ([124], стр. 50).

Применение геоморфологического (морфологического) метода согласно Л.Н. Ивановскому [67] осуществляется следующим образом: в долинах определяется количество конечных морен, их положение в долине и морфология, исследуется состав обломочного

материала, его выветрелость, характер мелкоземистой части, ориентировка. Описывается последовательность расположения морен от конца ледника и от наиболее древней конечной морены (максимальной фазы), изучается характер их соотношения с речными террасами. По восстановленным контурам ледников подсчитывается депрессия снеговой линии и приводятся сравнения полученной депрессии по долинам горной страны.

Использование геоморфологического метода в резкоконтинентальном районе северо-запада Внутренней Азии имеет очевидные преимущества, связанные с хорошей сохранностью и четкостью древних морен (за счет малого количества осадков и большой роли испарения при деградации ледников, что снижает ледниковый сток и не способствует размыву морен). Диагностирование морен также облегчается малой степенью их задернованности и почти полному отсутствию случаев зарастания древних морен лесной растительностью.

Важную роль в реконструкции палеоледников играет определение абсолютного возраста соответствующих форм рельефа, ледниковых и межледниковых отложений. Каждый из используемых методов (лихенометрический, дендрохронологический, радиоуглеродный,  $^{10}\text{Be}$ ) имеет свои ограничения и специфику применения в резкоконтинентальном районе северо-запада Внутренней Азии.

Так лихенометрический метод требует учета особенностей местоположения: открытости, близости ледника, экспозиции, создающих даже при одинаковом возрасте датируемых поверхностей разные скорости прироста лишайников. Применение дендрохронологического метода ограничено как по времени датирования (в регионе исследования возраст деревьев, как правило, не превышает 200-300 лет), так и ограниченностью произрастания лесной растительности в аридных условиях. Наибольший объем палеоинформации к настоящему моменту накоплен на основе радиоуглеродных датировок (более 80 датировок, см. табл. 88, Приложение). Тем не менее, временной предел применения радиоуглеродного датирования не позволяет охватывать весь поздний неоплейстоцен. Другая проблема - бедность региона органикой, связанная с засушливыми условиями, в связи с чем находки материала непосредственно в моренах сравнительно редки.

Большие надежды в датировании ледниковых подвижек в настоящее время многие исследователи связывают с  $^{10}\text{Be}$ -датированием, позволяющие напрямую датировать конечные морены за счет определения времени экспозиции валунов. Однако к применению данного метода следует подходить с большой осторожностью, особенно это касается резкоконтинентального района северо-запада Внутренней Азии. Дело в том, что датирование этим методом во многом построено на предположении, что датированный валун вытаял из ледника, в теле которого находился. Это весьма вероятно, если ледник осуществляет интенсивную экзарацию и по ходу движения захватывает материал со своего ложа. Однако в

районе нашего исследования наблюдения показывают почти полное отсутствие экзарации, за счет чего из-под отступающих ледников освобождаются нетронутые рыхлые отложения (торф, доплейстоценовые коры выветривания). Это связано с малыми скоростями движения и малой мощностью большинства ледников. Соответственно, материал конечных морен это, преимущественно, осыпной материал со склонов, время его экспозиции может значительно превышать возраст морены и приводить к «удревнению» датировки.

### 3.5. Гляциоклиматическое моделирование

К перечисленным подходам к восстановлению масштабов древних ледников следует добавить также метод моделирования, при котором контуры палеоледников восстанавливаются на основе взаимосвязи между гляциологическими и климатическими параметрами. Наиболее яркий пример - разработанный В.П. Галаховым метод имитационного моделирования [32], при котором за основу расчета положения ледников в районах древнего оледенения берутся установленная этим автором статистическая связь между депрессией фирновой границы и современными значениями абляции/аккумуляции а также зависимость значений ледникового коэффициента от величин абляции-аккумуляции. Расчет положения ледника может быть осуществлен на основе формулы Варданянца, устанавливающей связь между приращением ледника и отношением депрессии снеговой границы к среднему уклону долины [22]. Другой метод моделирования, применяемый – модель, разработанная на основе подхода Г.Е. Глазырина, построена на связи депрессии фирновой границы с изменения температуры и осадков, используется автором данной работы и подробно описана ниже.

Преимуществом моделирования является возможность климатического обоснования существования ледников на различных высотных уровнях и возможность его применения для прогноза изменений оледенения. Важную роль играет моделирование при обосновании возможности существования оледенения в тех случаях, когда следы существовавших в прошлом ледников носят неочевидный с точки зрения классической гляциальной геоморфологии характер. В полной мере это относится и к малоактивному и переходному типам ледников.

Недостатки данного подхода могут быть связаны с недостаточно детальными или неверно определенными современными значениями гляциоклиматических параметров, или попытки применения моделирования без привлечения геоморфологических данных по соответствующей территории или учета ее местной климатической специфики.

Ключевая роль в палеоклиматических реконструкциях автора была отведена модели, разработанной на основе подхода Г.Е. Глазырина и использованной для оледенения массива Монгун-Тайга. Известно, что при одинаковых климатических изменениях возможны разные

величины депрессии фирновой границы при разном уровне энергии оледенения, отражающем не только климатические условия, но и морфологические особенности конкретных ледников. В качестве опорной модели была принята закономерность, что баланс массы на некоторой высоте  $Z$ , не слишком отличающейся от высоты фирновой границы  $Z_{\phi}$  может быть рассчитан по формуле:

$$b(Z) = b(Z_{\phi}) + E(Z - Z_{\phi}) \quad (1),$$

где:

$-b(Z)$  - баланс массы на высоте  $Z$ ;

$-b(Z_{\phi})$  - баланс массы на высоте фирновой границы;

$-E$  - энергия оледенения

Следует учитывать, что в условиях резко континентального климата при большом запасе зимнего холода фирновая граница не соответствует границе питания, но различия в высотном положении этих двух гляциологических уровней чаще всего не превышает точность оценки  $Z_{\phi}$  по методу Куровского.

Используя далее схему Г.Е. Глазырина [42], получим, что при изменениях температуры и осадков уравнение баланса массы приобретает следующий вид:

$$b(Z) = P \cdot A_k(Z_{\phi}) - A_b(T(Z_{\phi}) + \Delta T) + E(Z - Z_{\phi}) \quad (2),$$

где:

$A_k(Z_{\phi})$  - современные значения аккумуляции на высоте фирновой линии;

$P$  - отношение количества осадков исследуемого периода к современному при реконструированной депрессии фирновой линии;

$A_b(T(Z_{\phi}) + \Delta T)$  - абляция (в слое воды) на современной высоте фирновой границы при изменении температуры на  $\Delta T$ ;

$E$  - энергия оледенения с учетом изменения высоты фирновой линии и климатических условий.

Теперь найдем ту высоту, на которой при других климатических условиях баланс массы  $b(Z)$  будет равен нулю, т.е. новую высоту фирновой линии ( $Z_{\phi}$ ):

$$P A_k(Z_{\phi}) - A_b(T(Z_{\phi}) + \Delta T) + E(Z_{\phi} - Z_{\phi}) = 0, \text{ откуда}$$

$$Z_{\phi} = Z_{\phi} - \frac{P A_k(Z_{\phi}) - A_b(T(Z_{\phi}) + \Delta T)}{E}, \text{ следовательно,}$$

$$\Delta Z_{\phi} = \frac{P A_k(Z_{\phi}) - A_b(T(Z_{\phi}) + \Delta T)}{E} \quad (3),$$

где:

$\Delta Z_{\phi}$  - депрессия фирновой линии.

Энергия оледенения может быть рассчитана по формуле:

$$E = PK \frac{\Delta P}{\Delta Z} + \frac{\Delta A_6}{\Delta Z} \quad (4),$$

где:

$K$  - коэффициент концентрации;

$\frac{\Delta P}{\Delta Z}$  - градиент осадков в высотном поясе изменения фирновой границы;

$\frac{\Delta A_6}{\Delta Z}$  - градиент абляции в высотном поясе изменения фирновой границы.

Реализация предлагаемой модели подразумевает выполнение ряда очень важных предварительных расчетов. Во-первых, были выполнены расчеты средних температур воздуха на высотах фирновых границах современных ледников в июне, июле, августе и сентябре (т.е. для тех месяцев, когда на данных высотах возможно таяние). Средняя температура летних месяцев, как известно, может быть довольно надежно экстраполирована вверх от базовой метеостанции. В данном случае, такой метеостанцией является метеостанция поселка Мугур-Аксы (высота 1830 м). Расчет средних месячных температур осуществлялся по следующей формуле:

$$T_{\text{ср.ф.}} = t_{\text{ср.}} - \chi \Delta H - \Delta t + \Delta \theta \quad (5),$$

где:

$T_{\text{ср.ф.}}$  - средняя месячная температура воздуха на фирновой границе данного ледника;

$t_{\text{ср.}}$  - средняя месячная температура воздуха по данным метеостанции Мугур-Аксы;

$\chi$  - вертикальный температурный градиент, который принят  $0,69^\circ\text{C}/100 \text{ м}$  [106];

$\Delta H$  - разность высот фирновой границы данного ледника и метеостанции;

$\Delta t$  - температурный скачок при переходе с грунта на поверхность ледника, для небольших ледников принятый  $0,4^\circ\text{C}$ , а для относительно крупных долинных -  $0,8^\circ\text{C}$ ;

$\Delta \theta$  - влияние экспозиции ледника на температуру на фирновой границе, принятое  $1,2^\circ\text{C}$  для южной экспозиции,  $0,2^\circ\text{C}$  - для западной,  $0^\circ\text{C}$  - для восточной и  $-1,2^\circ\text{C}$  - для северной экспозиции.

Полученные таким образом средние месячные температуры воздуха на фирновых границах современных ледников дают возможность расчета современного таяния на фирновой границе каждого ледника, используя зависимость таяния от температуры. Эта зависимость может быть выражена в виде линейной связи  $m = at + b$ , где:

$m$  - суточная величина таяния;

$t$  - среднесуточная температура воздуха

$a, b$  - коэффициенты уравнения регрессии

Для большинства ледников использовалась региональная формула [106], [104], полученная для ледников массива Монгун-Тайга и близко расположенного массива Тургени-Нуру с учетом изменения альбеда на высоте фирновой линии. В этом случае коэффициент  $a$



уравнении регрессии равен 0,72, а коэффициент  $b$  равен -0,02. Для двух ледников- Восточного Мугура и ледника Селиверстова на основе непосредственных наблюдений за балансом массы, проведенными сотрудниками факультета в 1990-е годы, были выведены свои линейные зависимости, в которых:

$a=0,68, b=0,58$  - для Восточного Мугура,

$a=0,72, b=1,48$ - для ледника Селиверстова.

Как показал анализ, расчет суммарного таяния по (межрегиональной) формуле Ходакова-Кренке [106] приводит в данном районе к существенному завышению реальных величин абляции. Вызывают сомнение и величины, получаемые при простом интегрировании за сезон абляции региональных и локальных коэффициентов температуры таяния, поскольку в этом случае не учитывается межсуточная изменчивость температуры воздуха. Поэтому для расчета суммарного таяния использовался подход Г.Е.Глазырина [104], учитывающий эмпирическую связь таяния со среднесуточной температурой воздуха и реальную межсуточную изменчивость среднесуточной температуры на леднике. С учетом этого для каждого ледника таяние на фирновой границе за месяц ( $M$ ) рассчитывалось по формуле:

$$M = \frac{an\sigma e^{-t_{кр}^2}}{\sqrt{2\pi}} + \frac{an}{2}(t_{cp} - t_{кр})(1 - \Phi(T_{кр})) \quad (6),$$

где:

$a$  - температурный коэффициент таяния, взятый из зависимости суточного таяния от температуры (см. выше);

$n$  - число дней в данном месяце;

$\sigma$  - среднее квадратическое отклонение среднесуточной температуры, полученное по данным непосредственных наблюдений в приледовом слое воздуха на ледниках массивов Монгун-Тайга и Тургени-Нуру;

$t_{cp}$  - средняя месячная температура воздуха на фирновой границе данного ледника;

$t_{кр} = -b/a$ ;

$T_{кр} = (t_{кр} - t_{cp}) / \sigma \cdot (2\pi)^{0,5}$

$\Phi$ - интеграл Лапласа

Полученные таким образом значения таяния в сантиметрах переводились в миллиметры слоя воды. Затем суммированные месячные величины таяния для каждого ледника дают нам таяние за весь сезон абляции. Поскольку на фирновой границе годовой баланс массы близок к нулю, то на данном высотном уровне годовая абляция должна соответствовать годовой аккумуляции. Таким косвенным методом мы получаем значения современной годовой аккумуляции.

Далее по рядам современного таяния на фирновой границе и по температуре на ней была получена зависимость таяния от температуры (рис. 27):

$$A_6 = 36,14(t_{\phi})^2 + 294,6t_{\phi} + 511,6 \quad (7),$$

где:

$A_6$  – абляция (в мм слоя воды), где

$t_{\phi}$  – температура на фирновой границе ледника.

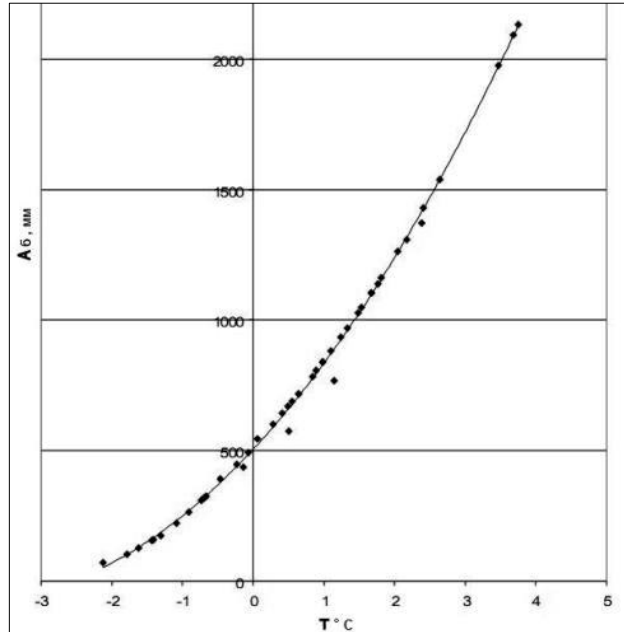


Рисунок 27. Связь таяния на ледниках ( $A_6$ ) и температуры на фирновой границе.

Кроме того, для дальнейших расчетов необходимо определить современное количество осадков на фирновых границах современных ледников. К сожалению, прямых наблюдений, фиксирующих годовые суммы атмосферных осадков в высокогорном поясе массива Монгун-Тайга, а тем более величин аккумуляции на ледниках, до сих пор не проводились.

В качестве опорной величины, отражающей условия увлажнения в изучаемом регионе, нами взято современное среднее многолетнее количество атмосферных осадков на базовой метеостанции в поселке Мугур-Аксы - 160 мм. В основе оценки изменения количества осадков с высотой лежат параллельные наблюдения на разных высотных уровнях и на станции Мугур-Аксы. Кроме того предполагается, что отношения годовых сумм осадков на определенных высотных уровнях и базовой метеостанции пропорциональны отношению соответствующих сумм осадков за период параллельных наблюдений. Была получена степенная зависимость количества осадков  $p$  (мм) от высоты  $H$  (м) (рис. 28):

$$p = 0,346H^{0,82} \quad (8)$$

По данной зависимости были рассчитаны значения количества осадков на уровнях фирновых границ на ледниках, позволившие также рассчитать коэффициенты концентрации для каждого ледника, т.е. отношение аккумуляции к количеству осадков.

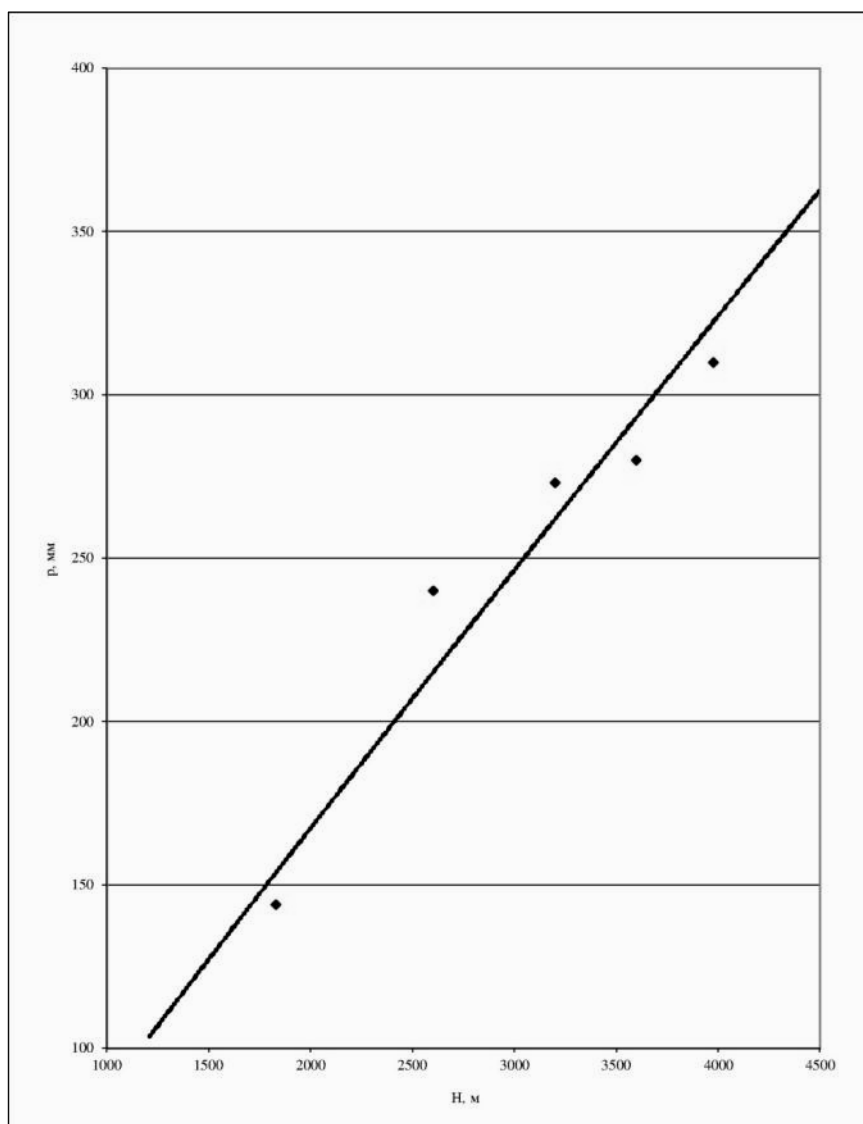


Рисунок 28. Зависимость количества осадков от абсолютной высоты для массива Монгун-Тайга

Градиент осадков в диапазоне от современного положения фирновой линии до её высотного положения в эпоху, для которой осуществляется реконструкция, рассчитывался по полученной выше зависимости изменения осадков с высотой. Градиент аккумуляции оценивался путем умножения градиента атмосферных осадков на коэффициент концентрации, предполагая, что за рассматриваемый период для большинства ледников он существенно не изменился.

Высотный градиент абляции ( $dA_6/dZ$ ) определялся как производная по высоте зависимости таяния с высотой:

$$\frac{dA}{dZ} = 0,0069(72,28t + 294,6) \quad (9)$$

Наша модель связи высоты фирновой с климатическими характеристиками содержит как известные, так и неизвестные параметры. В данном случае, известной величиной является депрессия фирновой границы ( $\Delta Z\phi$ ), в качестве неизвестных параметров выступают отношение количества осадков исследуемого периода к современному ( $P$ ) и отличие средней летней температуры от современной  $\Delta T$ , т.е. мы получаем уравнение с двумя неизвестными. Поскольку снижение фирновой границы может происходить как за счет понижения температуры, так и за счет увеличения количества осадков, мы в данном случае можем лишь узнать изменение одного из этих неизвестных при заданном значении другого. Например, мы можем рассчитать, насколько была ниже температура в рассматриваемый период, если допустить, что количество осадков было таким же, как сейчас ( $P=1$ ), больше в 1,5 раза ( $P=1,5$ ) и т.д. Другой вариант - это расчет количества осадков в прошлом, при условии, что средняя летняя температура была равной современной, ниже на  $1^\circ \text{C}$  и т.д. Фактически, для каждого временного среза (т.е. для каждого значения депрессии фирновой границы) мы получаем отдельную зависимость количества осадков от температуры.

Возможно и решение обратной задачи - по заданным параметрам климатических отличий рассчитать депрессию фирновой границы. В таком случае для восстановления контуров ледника необходимо также определить положение нижней точки ледника. В пределах незначительного по площади узла оледенения усиливается влияние орографического фактора на величину депрессии фирновой границы, так как форма и ориентировка рельефа во многом определяют степень концентрации снега. В качестве такого параметра может выступать угол наклона склона, определяющий степень концентрации снега и динамическую активность ледников. С одной стороны, существует положительная корреляция между депрессией фирновой границы ( $\Delta Z\phi$ ) и углом наклона склона ( $a$ ). С другой - отрицательная корреляция между изменением длины ледников ( $\Delta L$ ) и углом наклона склона, ибо при малых углах наклона склона (при прочих равных условиях) наблюдаются меньшие скорости движения и приток вещества в зону абляции, и языки ледников в этом случае быстро деградируют.

Степень связи существенно повышается, если рассматривать не отдельно связи депрессии фирновой границы и изменения длины ледников от угла наклона склона, а связь отношения  $\Delta Z\phi/\Delta L$  с изменением температуры. Для определения зависимости между этими параметрами мы использовали результаты реконструкции оледенения массива в малую ледниковую эпоху. При этом отношения  $\Delta Z\phi/\Delta L$  сопоставлялись со средним уклоном поверхности ледника в малую ледниковую эпоху. Подробная информация о вычислении

зависимости (16) между данными параметрами (коэффициент корреляции оказался равен 0,82) дана в главе 4.

После расчетов значений депрессии фирновой границы  $\Delta Z\phi$  и соответствующего изменения длины ледника  $\Delta L$ , контуры ледников для соответствующего прогнозного сценария восстанавливаются с учетом рельефа и положения ледоразделов. Полученные в результате площади ледников, вероятно, завышены, поскольку не оцениваются сокращения ледников в зоне питания, а рассматриваются лишь отступления концов ледников. Также не поддаются оценке участки, освобождающиеся от оледенения за счет уменьшения мощности льда и выхода на поверхность скальных выходов.

Применение разработанной нами модели к другим горным сооружениям исследуемого района пока затруднительно, поскольку отсутствие рядом с большинством из них метеостанций, многолетних наблюдений, отсутствуют данные по высотному распределению температуры и осадков. Поэтому возможен следующий подход:

1. Осуществить расчет наиболее вероятных климатических сценариев для модельного массива Монгун-Тайга
2. Принять допущение, что для всех центров оледенения региона исследования в силу его малой протяженности с севера на юг отличия температуры от современной для взятого временного среза являются одинаковыми
3. Определить различия в количестве осадков между массивом Монгун-Тайга и прочими центрами оледенения по отличиям в депрессии фирновой границы.

Причиной снижения высоты фирновой границы на ледниках Алтае-Саян с юго-востока на северо-запад является увеличение годового количества осадков ( $p$ ) и понижение средних летних температур ( $T_{л.}$ ). Точкой отсчета при сопоставлении данных о положении фирновой границы центров оледенения Алтае-Саянской горной страны нами принят горный массив Монгун-Тайга, имеющий наиболее аридные условия и подробно изученный в гляциологическом и климатическом отношении. Средневзвешенная по площади ледников высота фирновой границы в массиве составляет 3350 м (на начало-середины 1990-х гг., когда положение фирновой границы было устойчивым).

Расчет  $T_{л.}$  на фирновой границе проводился путем экстраполяции от ближайшей метеостанции Мугур-Аксы с помощью определенного нами многолетними наблюдениями значения местного среднелетнего вертикального склонового градиента температуры ( $0,69^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ ). В полученное значение была внесена поправка на охлаждающее влияние ледников. Полученная средняя летняя температура составила  $0,51^{\circ}\text{C}$ .

Расчет количества осадков проводился на основе зависимости **8**. Расчетное значение  $p$  на фирновой границе составило 269 мм, примем, что этого количества осадков при  $T_l$  0,51°C в условиях Алтая достаточно для формирования фирновой границы на соответствующей высоте. Рассчитав высоту, на которой температура равна 0,51°C ( $H_{0,51}$ ) в разных центрах оледенения Алтая и Саян (для большего размаха температуры и осадков была рассмотрена вся Алтае-Саянская горная страна) и количество осадков на этом уровне ( $p_{0,51}$ ) (обычно большее, чем 269 мм), мы можем оценить вклад увеличения количества осадков в снижение фирновой границы при движении из более аридных районов в менее аридные.

Отличия центров оледенения в количестве осадков от принятого за исходное количества осадков массива Монгун-Тайга ( $\Delta p$ , мм) оценивается по формуле

$$\Delta p = p_{0,51} - 269 \quad (10)$$

Связанное с разным количеством осадков отличие ( $\Delta Z_f$ ) положения фирновой границы на ледниках соответствующего центра оледенения от ее высоты на ледниках массива Монгун-Тайга оценивалось как разность высоты уровня 0,51°C и высоты фирновой границы:

$$\Delta Z_f = H_{0,51} - Z_f \quad (11)$$

Дробность деления и число ледниковых районов определяется орографией, компактностью распределения ледников и обеспеченностью узлов оледенения метеостанциями на приемлемом для экстраполяции климатических параметров расстоянии. Чтобы свести к минимуму влияние орографии на высоту фирновой границы рассматривались только относительно крупные долинные ледники. Поскольку с ростом площади ледника положение на нем фирновой границы приближается к уровню «климатической фирновой границы» [147], средняя высота фирновой границы каждого из районов рассчитывалась как средняя взвешенная по площади ледника величина, данные о ледниках и высоте фирновой границы брались из Каталогов ледников СССР (1969-1980 г).

Исследуемый регион мало обеспечен длиннорядными метеостанциями, поэтому также приходилось использовать данные по некоторым метеостанциям (табл. 12), действовавшим в ограниченные интервалы времени, но близким к центрам оледенения (напр. Катунь, Бертек). Поскольку использовались средние многолетние величины, погрешности, вызванные временной неоднородностью рядов, не могли быть велики. Мы не использовали при расчетах данные о климате за последние двадцать лет, поскольку наиболее полные данные о ледниках Алтае-Саян относятся к 60-70-м годам XX века и климатические показатели должны им соответствовать.

Таблица 102. Исходные данные для расчетов.

Ледниковый массив	$Z_f$ , м	Базовая ГМС	$H$ ГМС, м	$T_l$ , °C	$p$ , мм
Пик Топографов	2669	Тоора-Хем [115]	920	12,9	327
Ледники Стальнова	2100	Пономарево [166] , [167]	445	15,6	837
Монгун-Тайга	3350	Мугур-Аксы [106]	1830	12,0	160
Тургэни-Нуру	3360	Улангом [196]	936	17,7	136
Шапшальский	2955	Усть-Улаган [102]	1241	12,5	337
Чихачева	3292	Кош-Агач [113]	1759	12,8	116
Таван-Богдо-Ола	3248	Бертек [185]	2250	8,2	201
Южный Алтай	2965	Катон-Карагай [112], (116)	1081	15,4	457
Южно-Чуйский	3020	Джазатор [185]	1600	11,8	295
Северо-Чуйский	3035	Актру [111]	2150	8,4	656
Восточно-Катунский	2915	Аккем [102]	2050	7,4	628
Центрально-Катунский	2765	Кара-Тюрек [111]	2601	5,5	810
Южно-Катунский	2915	Катунь [29] [168]	1800	9,5	681
Западно-Катунский	2670	Мульта [29]	1750	9,4	990

Для первого этапа расчетов необходимо знать величины вертикальных склоновых градиентов температуры, которые при разной влажности воздуха в пределах района исследований тоже различны. Простой способ его определения - расчет градиента по данным наблюдений пар станций, расположенных на разной высоте. Точность такого расчета определяется расстоянием между метеостанциями. Также желательно положение метеостанций в пределах одного макросклона, т.к. на наветренных и подветренных склонах количество осадков и влажность воздуха могут сильно отличаться. Обеспеченность метеостанциями восточной части исследуемого региона редко позволяет проводить такие расчеты. Чтобы восполнить информацию мы построили зависимость вертикального градиента по удовлетворяющим названным выше условиям парам станций от среднего количества осадков для данной пары станций (рис. 29).

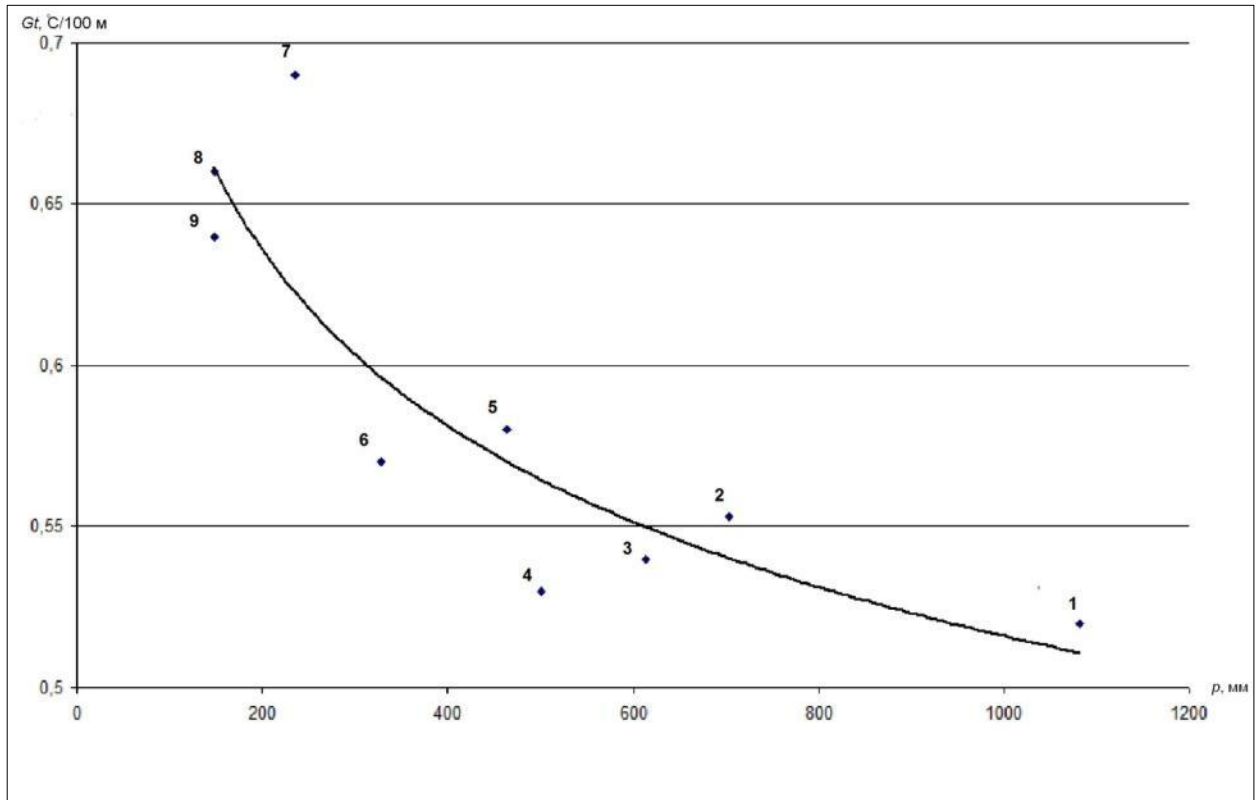


Рисунок 29. Зависимость значений вертикального склонового градиента температуры ( $Gt$ , °C/100 м) от среднего для пары станций годового количества осадков ( $p$ , мм). Пары станций: 1- Пономарево-Оленья Речка [166] [167], 2- Катанда-Мульта, 3- Катанда-Кара-Тюрек, 4- Онгудай [102]-Актру, 5- Катанда-Аккем, 6- Катон-Карагай-Бертек [185], 7- Мугур-Аксы-метеопосты ледник Селиверстова, Левый Мугур [106] [194], 8- Кош-Агач-Уландрык [111], 9- Мугур-Аксы-Улангом [196].

Связь данных параметров лучше всего выражена степенной зависимостью:

$$Gt = 1,264p^{-0.1297} \quad (12),$$

где  $Gt$  - высотный градиент температуры, °C/100 м,  $P$  - среднее годовое количество осадков для пары станций, мм. Величина коэффициента корреляции составила -0,8.

Прямое использование значений высотного градиента температуры, полученного по зависимости (12), не вполне оправдано, т.к. мы подставляем в формулу значения годового количества осадков по метеостанции, а расчеты температуры осуществляются для высотного пояса между высотой метеостанцией и высотой фирновой границы, где количество осадков может быть существенно большим. Поэтому, для точного определения высотного температурного градиента нужны расчеты количества осадков в высокогорье, т.е. необходимо знать величину вертикального градиента осадков  $G_p$ . Знание вертикального градиента осадков



также необходимо при определении количества осадков на рассчитанной высоте  $H_{0,51}$ . Расчет используемых градиентов осадков проводился нами также по парам метеостанций (табл. 13).

Таблица 13. Градиенты температуры и осадков, используемые для расчетов.

Ледниковый массив	$Gp$ , мм/м	Пара ГМС	$Gt$ , °C/100 м
Пик Топографов	0,34	Кызыл [115]-Тоора-Хем	0,57
Ледники Стальнова	0,51	Пономарево-Оленья Речка	0,52
Монгун-Тайга	0,07	Мугур-Аксы-метеопосты ледник Селиверстова, Левый Мугур	0,69
Тургэни-Нуру	0,07	Улангом-Мугур-Аксы (для температуры)	0,64
Шапшальский	0,14	Чибит-Усть-Улаган [102]	0,58
Чихачева	0,17	Кош-Агач-Уландрык	0,66
Таван-Богдо-Ола	0,17	Кош-Агач-Бертек	<b>0,60</b>
Южный Алтай	0,31	Катон-Карагай-Катунь	0,57
Северо-Чуйский	0,27	Актру-уровень 3450 м [65]	0,53
Южно-Чуйский	0,27	-	<b>0,57</b>
Восточно-Катунский	0,14	Катанда-Аккем	0,58
Центрально-Катунский	0,20	Катанда-Кара-Тюрек	0,54
Южно-Катунский	0,31	Катон-Карагай-Катунь	<b>0,53</b>
Западно-Катунский	0,61	Катанда-Мульта	0,55

Примечания. Жирным шрифтом выделены значения градиента температуры, полученные с использованием зависимости (12).

Результаты расчетов высоты  $H_{0,51}$  (табл. 14) показывают, что в целом от центра Алтае-Саянской горной страны к ее северной периферии температуры снижаются, что связано с уменьшением инсоляции как за счет изменения широты, так и с увеличения летней облачности. Относительно полученных значений  $p_{0,51}$  отметим, что для наиболее низких хребтов они являются величинами теоретическими, поскольку нередко высота  $H_{0,51}$  превышает реальную высоту этих хребтов. Тем не менее, величина  $p_{0,51}$  приемлема в качестве сравнительного показателя влагообеспеченности разных районов Алтае-Саян.

Таблица 14. Расчеты различий в количестве осадков центров оледенения Алтае-Саян.

Ледниковый массив	$H_{0,51}$	$p_{0,51}$	$\Delta p$	$\Delta Z_f$
Пик Топографов	3010	1220	952	340
Ледники Стальнова	3185	2235	1965	1085
Монгун-Тайга	3350	270	0	0
Тургэни-Нуру	3455	310	43	95
Шапшальский	3170	565	297	215
Чихачева	3290	380	108	80
Таван-Богдо-Ола	3320	380	113	70
Южный Алтай	3355	1160	893	390
Северо-Чуйский	3410	990	727	375
Южно-Чуйский	3390	780	509	370
Восточно-Катунский	3080	775	503	165
Центрально-Катунский	3130	915	647	365
Южно-Катунский	3245	1130	860	330
Западно-Катунский	3210	1880	1613	540

Анализ полученных рядов  $\Delta p$  и  $\Delta Z_f$  показал наличие между ними связи с коэффициентом корреляции 0,89 (рис. 30).

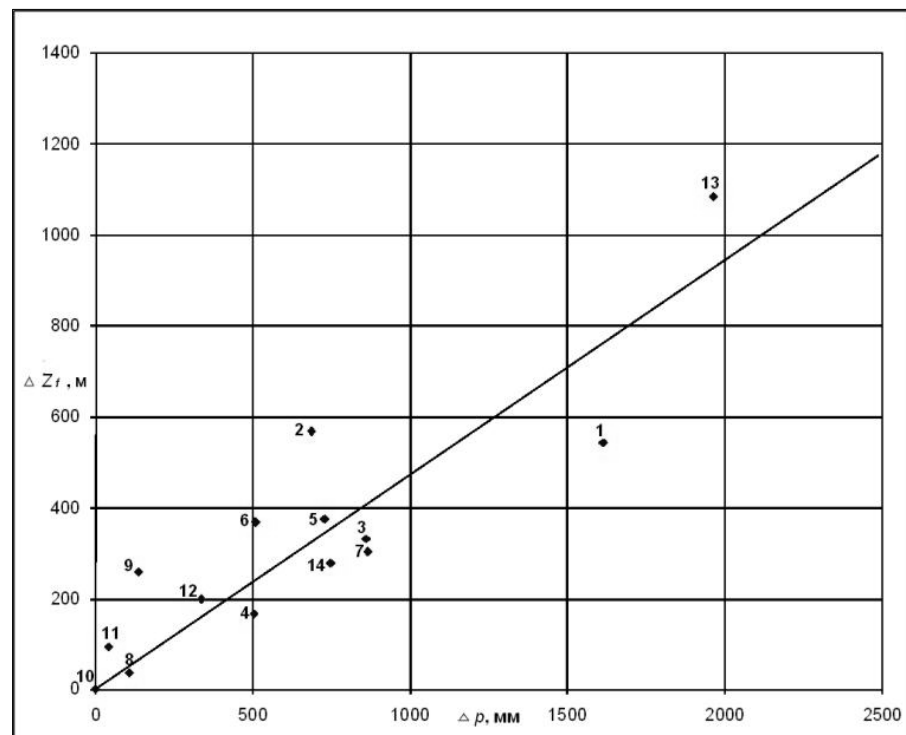


Рисунок 30. Зависимость изменения высоты фирновой границы  $\Delta Z_f$  м от изменения количества осадков,  $\Delta p$  мм. Центры оледенения: 1- Западно-Катунский, 2- Центрально-Катунский, 3- Южно-Катунский, 4- Восточно-Катунский, 5- Северо-Чуйский, 6- Южно-Чуйский, 7- Южный Алтай, 8- Таван-Богдо-Ола, 9- Чихачева, 10- Монгун-Тайга, 11- Тургени-Нуру, 12- Шапшальский, 13- ледники Стальнова, 14- пик Топографов

Согласно полученной нами линейной зависимости:

$$\Delta Z_f = 0,47\Delta p \quad (13)$$

изменение количества осадков на 180 мм соответствует изменению высоты фирновой границы на 84,5 м. Это не слишком расходится с соотношением, выведенным М.В. Троновым [174]: «повышение или понижение летних температур на 1° влияет на снеговую границу так же, как уменьшение или увеличение количества осадков на 300 мм; ... 100 м изменения высоты снеговой границы соответствуют изменению количества осадков на 180 мм»

Проверим применимость модели к перемещению фирновой границы при изменениях климата на примере массива Монгун-Тайга. На середину 1990-х гг. средняя высота фирновой границы  $Z_f$  на долинных ледниках массива составляла 3350 м. В период 1988-1997 гг., климатические условия которого определяли высоту фирновой границы в середине 1990-х, на метеостанции Мугур-Аксы среднее количество годовых осадков  $p$  составляло 163 мм, средняя летняя температура  $T_l$  12,7°C. В 1999-2008 гг. величина  $p$  уменьшилась до 102 мм,  $T_l$  повысилась до 14,2°C,  $Z_f$  поднялась до 3585 м. Потепление на 1,5°C при  $Gt$  0,69°C/100 м эквивалентно подъему фирновой границы  $\Delta Z_f$  на 217 м. Уменьшение количества осадков на 61 мм по нашей зависимости дает еще 28 м. Итого расчетное значение  $\Delta Z_f$  составляет 245 м, что близко к реальным 235 м.

Проведем также сопоставление высоты фирновой границы на долинных ледниках массива в середине 1990-х с данными о ее положении на 1966 г, взятых из Каталога ледников. На 1966 г  $Z_f$  составляла 3195 м. Поскольку ряды данных метеостанции Мугур-Аксы начинаются с 1963 г. мы рассмотрели десятилетие 1963-1972, когда  $p$  составляло 181 мм при  $T_l$  11,9°C. Произошедшее к середине 1990-х потепление на 0,8°C дает  $\Delta Z_f$  в 116 м, уменьшение количества осадков на 18 мм – еще 8,5 м, итого 124,5 м, что также близко к реальной величине 155 м.

Отметим, что зависимость (13) применима к относительно крупным долинным ледникам, но в значительно меньшей степени к малым ледникам прочих морфологических типов, для последних положение фирновой границы в большей степени связано с особенностями орографической базы. На изменения климата малые ледники тоже реагируют по-другому.

В заключение хотелось бы отметить, что моделирование играет важную роль в реконструкции ледников малоактивного и переходного типа, следы существования которых не всегда позволяют однозначно говорить об их существовании. Особенно часто имеет место ситуация, когда имеющиеся следы наличия ледника не позволяют определить, в какую эпоху этот ледник здесь находился. Для таких случаев возможны разные подходы. Простейший вариант определения возможности существования ледников малоактивного типа на данной

высоте в ледниковую эпоху или стадию допущения, что различие в высоте фирновой границы на активных долинных ледниках и на ледниках малоактивного типа была такой же, как и сейчас. Далее рассчитывается высота фирновой границы на долинных ледниках соответствующей эпохи (у которых хорошо прослеживаются конечные морены) и по современной разнице высот разных типов ледников определяется уровень фирновой границы малоактивных ледников.

## Глава 4. Высокогорные ГК: особенности пространственного распределения, динамика, структурные связи.

### 4.1. Общие особенности пространственного распределения высокогорных ГК

Площадь высокогорных гляциогенных систем составляет примерно 1080 км<sup>2</sup> при общей площади района около 46710 км<sup>2</sup>, т.е. около 2,3% территории (табл. 15).

Таблица 15. Пространственное распределение высокогорных ГК резко континентального района северо-запада Внутренней Азии.

Центр оледенения (хребет или массив)	S, км <sup>2</sup>	Н <sub>1</sub> , м	Н <sub>2</sub> , м	Относительная площадь, %		
				малоактивные	переходные	активные
Найрамдал	199,2	4374	2620	21,2	1,6	77,2
Таван-Богдо-Ола (северный склон)	50,9	4100	2600	10,2	27,3	62,5
Сайлюгем	48,4	3600	2810	44,3	7,0	48,8
Согостын-Нуру	6,2	3621	2970	71,2	0,0	28,8
Чихачева	136,3	4029	2660	12,1	5,4	82,5
Монгун-Тайга	90,0	3970	2640	28,1	9,4	62,5
Цаган-Шибэту	7,1	3400	2730	14,9	7,9	77,2
Тургени-Нуру	93,0	3965	2820	14,5	5,7	79,8
Хархира	102,8	4037	2850	44,1	7,6	48,3
Цамбагарав (Цаст-Ула)	172,0	4208	2640	55,6	14,4	30
Сайрын-Ула	17,8	3981	3040	24,1	10,6	65,3
Хунгуйн-Нуру	30,0	3821	2720	14,9	0	85,1
Ценгел-Хайрхан	113,3	3944	2780	37,8	4,7	57,5

Обращают на себя внимание несколько закономерностей. Во-первых, наибольшая площадь современных гляциогенных комплексов приурочена к горным сооружениям, имеющим наибольшую абсолютную высоту: хребтам Найрамдал и Цамбагарав. Во-вторых, доля гляциогенных комплексов активного типа среди крупных по площади центров (50 км<sup>2</sup> и более) достаточно высока на северо-западе региона (62,5-82,5%), снижаясь к юго-востоку региона до 43-30%. Эта особенность связана, в первую очередь с изменением в данном направлении характера рельефа- уменьшением его расчлененности и возрастанием площадей поверхностей выравнивания, что в свою очередь отражает изменение базиса эрозии при

переходе от бассейна Северного Ледовитого океана к бассейнам бессточных озер Монголии. В-третьих, несмотря на общее повышение температур, нижний предел распространения современных гляциогенных комплексов не испытывает закономерного повышения, что вероятно, связано с увеличением высоты горных сооружений с севера на юг, что благоприятствуя развитию масштабных ледников, компенсирует потепление.

#### **4.2. Хронология формирования и основные этапы эволюции высокогорных ГК в голоцене**

Основой выделения границ ГК служит морфология ледниковых форм рельефа. Однако морфологические особенности форм рельефа во многом определяются их возрастом, хронологией их формирования на фоне изменений климатических условий. Как было отмечено в главе 2, высокогорные ГК активного типа представлены моренами двух-трех молодых по внешнему виду ледниковых стадий, обычно оконтуривающих современные ледники. В большинстве случаев морены сближены и представляют собой единый комплекс. Нередко наиболее молодые каменистые и незадернованные морены, которые мы относим к м.л.э. перекрывают более древние морены и образуют мощные моренные пьедесталы, на которых иногда располагаются и языки современных ледников. Подобные образования могли формироваться если колебания ледников несколько раз происходили примерно в одинаковом диапазоне, с тенденцией к накоплению моренного материала и бронированию гляциальных льдов. Мы относим их по времени формирования к позднему голоцену. Наиболее подробно известна хронология похолоданий субатлантики, малой ледниковой эпохи и разделявших их теплых периодов. Согласно результатам обобщения Клименко [77] обширного палеоклиматического материала по северному полушарию, похолодание субатлантического времени состояло из 2 этапов: около 600-450 до н.э. и около 300-200 до н.э., причем второе похолодание было более интенсивным. Похолодания были разделены кратковременным потеплением. Так называемый средневековый климатический оптимум, по данным обобщения Клименко [76] относится в северном полушарии к периоду 880-1200 гг. н.э. Похолодание малой ледниковой эпохи началось в середине XIII века и продолжалось до середины XIX века, но было внутренне неоднородным, с отдельными теплыми интервалами.

Данные о хронология похолоданий и потеплений позднего голоцена в разных районах мира не всегда совпадают. Так, например, в Альпах ледники наступали в интервалах времени 5300-4300 yr BP, 3500-3000 yr BP, AD 400 – 800 и в стадию фернау [224]. В центральноазиатских районах обращает на себя внимание тенденция к выпадению наиболее раннего из похолоданий. На Тянь-Шане наступания ледников в позднем голоцене имели место 2,5 тыс.л.н. и в малую ледниковую эпоху, причем морены последней перекрыли и погребли следу более ранних наступаний [95]. В аридных областях с-з Китая в голоцене теплый

«климатический оптимум» с теплым и влажным климатом и без ледниковых подвижек был очень продолжителен (8500-3500 уг ВР) и лишь после 3500 уг ВР произошло похолодание и серия наступаний ледников [229]. Китайские исследователи датировали на Тибете наступания ледников около 2900, 1900, 1500 ВР и в малом ледниковом периоде [242]. Наконец, в аридных областях северо-западного Китая, наиболее приближенных в географическом и климатическом отношении к району массива Монгун-Тайга, похолодание и серия наступаний ледников отмечены после 3500 уг ВР [229].

На Алтае свидетельствами похолоданий позднего голоцена могут служить позднеголоценовые наступания ледников. П.А. Окишев [122], опираясь на взгляды А. В. Шнитникова, для Алтая датирует стадии позднего голоцена 3700-3800 до н.э. (Кочурлинская), 1900 до н.э. (Аккемская), около начала эры (Историческая) и XVII-XIX вв. (Актру). В.В. Бутвиловский [20] в позднем голоцене выделяет 3-4 стадии: «...около 6 (?), 4,2 и 2 тыс.л.н. (историческая стадия) и 500-100 л.н. ...», относя конец оптимальной эпохи голоцена к периоду 4,5-4,4 тыс. л.н. В малую ледниковую эпоху Л.Н. Ивановский, В.А. Панычев, Л.А. Орлова [70] датируют активное наступление ледников Актру XVI веком с кульминацией в XVII веке. По данным [1] периоды похолоданий стадии Актру относятся к 1550-1605, 1655-1710 и 1820-1895 гг.

Другим индикатором изменения климата являются данные о колебаниях уровней озер. Согласно В.Е. Мурзаевой [108], в голоцене обводнение озер Котловины Больших Озер происходило в период примерно 4,5-5 тыс. л.н. (рубеж атлантики и суббореала), что может соответствовать похолоданию и увлажнению.

О.Н. Соломина [161], проанализировав обширный материал, пришла к выводу, что вся серия морен вплоть до аккемской стадии сформировалась в интервале до 8 тыс. л.н., историческая стадия и стадия актру, соответственно, моложе 4 тыс. лет, а максимум наступания м.л.э. в большинстве долин относится ко второй половине XVIII – первой половине XIX вв. При этом наиболее значительные минимумы летней температуры проявлялись около 1600, 1700, 1810-1850 гг., в период максимального похолодания температуры июня-июля понижались на 2-2,5°C относительно современной.

В пределах исследуемого региона наиболее подробно нами исследована территория массива Монгун-Тайга. За период исследования массива нами было получено более 80 датировок погребенных почв, торфа, озерных осадков, относящихся к голоцену (Таблица 73, Приложение). Тем не менее, климатическая интерпретация многих из них затруднительна, поэтому мы остановимся лишь на некоторых из них

Предположение о малых размерах ледников модельного массива Монгун-Тайга в раннем и среднем голоцене получило в последнее время новые подтверждения. Так в 2010 г. в долине

р. Восточный Мугур на высоте 2640 м И.Г. Москаленко была обнаружена древесина с радиоуглеродным возрастом  $8140 \pm 80$  лет и календарным  $9120 \pm 110$  лет (ЛУ-6949). Современная высота верхней границы леса в районе находки 2300 м, таким образом, можно говорить о том, что в раннем голоцене верхняя граница леса была как минимум на 340 м выше современной. Хотя нельзя отрицать вероятность сохранения в раннем голоцене ледников, их значительное сокращение относительно современных размеров свидетельствует в пользу неогляциальной модели поведения ледников массива Монгун-Тайга в голоцене, этот вывод, вероятно, можно распространить и на ледники массива ТБО. О более влажных и теплых, чем современные, условиях в первой половине голоцена по данным А.Н. Назарова [110] свидетельствуют находки комлевых частей *P. sibirica* в долине р. Восточный Мугур на 300 м выше современной границы леса, датированных  $10380 \pm 200$  (СОАН 8116) и  $6260 \pm 90$  (СОАН 8117).

Об относительно теплых условиях свидетельствуют прослой торфа в песчаной древне-озерной почве в долине р. Мугур на высоте 2460 м, один из которых датирован  $4920 \pm 80$  (ЛУ-3219, разрез 93001, образец РУ-1; авторы К.В. Чистяков, Д.В. Севастьянов). В этой же долине на высоте 2500 м были отобраны образцы погребенной почвы, радиоуглеродный возраст которых составил  $4330 \pm 80$  лет индекс [98]. Торфообразование и почвообразование на подобной высоте в данный период свидетельствует о, как минимум, близких к современным размерам ледников.

В 2007 г. был заложен разрез в заболоченной древней термокарстовой котловин на междуречье р. Мугур и Восточный Мугур, расположенной на слабонаклонной поверхности морены, предположительно второй стадии MIS 4 на абсолютной высоте 2350 м, примерно на 50-70 м выше современной верхней границы леса. Разрез расположен на днище термокарстовой воронки, с внешней стороны склона моренного вала (предположительно MIS 4) ледника, двигавшегося по долине р. Восточный Мугур и спускавшегося в долину р. Мугур.

О древности моренного вала говорит его задернованность и малое количество каменистого материала на поверхности. Воронка имеет округлую форму, около 40 м в диаметре, несколько вытянута с юго-запада на северо-восток, при этом юго-восточный склон наиболее крутой. Глубина ее составляет 4 м.

В разрезе, глубиной 1,6 м сверху вниз выделяются:

- 1) 0—30 см — современный торфянистый горизонт;
- 2) 30—90 см — легкий суглинок с включениями корней живых и отмерших растений;
- 3) 90—118 см — торф с отдельными включениями мелкого гравия и угля;
- 4) 118—126 см- щебень и гравий с моренным суглинком и включениями аллювия;
- 5) 126—140 см — торф с включениями гравия, углей и древесных останков;
- 6) 140—160 см и ниже — морена.



На настоящий момент получен ряд датировок, представленный в табл. 16. Среди отобранных образцов (табл. 16) наибольшее доверие вызывают полученный из горизонта на глубине 126-140 см, поскольку велика вероятность, что горизонт на глубине 90-118 см состоит из переотложенного материала (в результате сноса с наклонной поверхности моренного вала), о чем также свидетельствует переотложенный моренный материал на глубине 118-126 см. Датировки в интервале 3610-5250 cal BP по нашему мнению относятся к окончанию голоценового оптимума. При этом обнаружение в разрезе древесины с календарным возрастом  $3610 \pm 90$  лет индекс позволяет определять условия данного периода как более теплые, чем современные.

Таблица 16. Результаты определения радиоуглеродным методом абсолютного возраста образцов в долине р. Мугур

Лабораторный номер	Глубина отбора, материал	Радиоуглеродный возраст, лет	Календарный возраст cal BP, лет
ЛУ-5826	20 см, торф	$390 \pm 60$	$430 \pm 70$
ЛУ-5827	90-118 см, почва, гуминовые кислоты	A $2770 \pm 80$ B $2760 \pm 140$	$2900 \pm 90$ $2930 \pm 170$
ЛУ-5829	90-118 см, почва, гуминовые кислоты	A $4300 \pm 100$ B $4440 \pm 60$	$4880 \pm 160$ $5090 \pm 140$
ЛУ-5828	126-140 см, почва, гуминовые кислоты	A $3540 \pm 90$ B $3920 \pm 60$	$3840 \pm 120$ $4350 \pm 90$
ЛУ-6452	126-140 см, древесина	$3370 \pm 70$	$3610 \pm 90$ cal BP
ЛУ-6451	126-140 см, торф	$4100 \pm 100$	$4640 \pm 140$ cal BP
ЛУ-5830	126-140 см, почва с включением угля, гуминовые кислоты	$4570 \pm 80$ уголь A $4270 \pm 80$	$5250 \pm 160$ $4820 \pm 130$

Примечание: Индекс А означает, что возраст получен по гуминовым кислотам горячего извлечения, индекс В - по гуминовым кислотам холодного извлечения

Также стоит отметить, что сейчас ближайшие деревья произрастают в пойме р. Мугур под ветровой защитой крутого склона долины. Разрез же расположен на открытом для сильных ветров участке, где произрастание деревьев могло иметь место при существенно более теплых условиях и меньших, чем в настоящее время, размерах ледников.

На территории массива Монгун-Тайга мы выделяем морены двух стадий, относимых нами к позднему голоцену. До сих пор основанием к этому служили косвенные признаки молодого возраста: близость морен к ледникам, их каменистость и незадернованность, наличие ледяного ядра, во многих местах выходящего на поверхность, слабая степень размытости и преработанности морен водными потоками, крутизна внешнего уступа и четкость очертаний.

В 2013 г. нами были получены новые образцы погребенной почвы, отобранной в долине р. Шара-Хорагай. Образцы были отобраны у основания моренного вала, относимого нами к исторической стадии, в месте размыва водным потоком его проксимального склона на абсолютной высоте 2930 м (Рисунок 31). По результатам датирования (радиоуглеродный возраст  $4860 \pm 190$  и калиброванный возраст (календарный)  $5590 \pm 230$  кал. лет, ЛУ-7283) можно сделать как вывод о более теплых, чем в настоящее время, условий в конце среднего голоцена, так и о том, что морены с относительно молодым обликом, относимые нами к исторической стадии и м.л.э. действительно соответствуют наступаниям ледников в позднем голоцене.

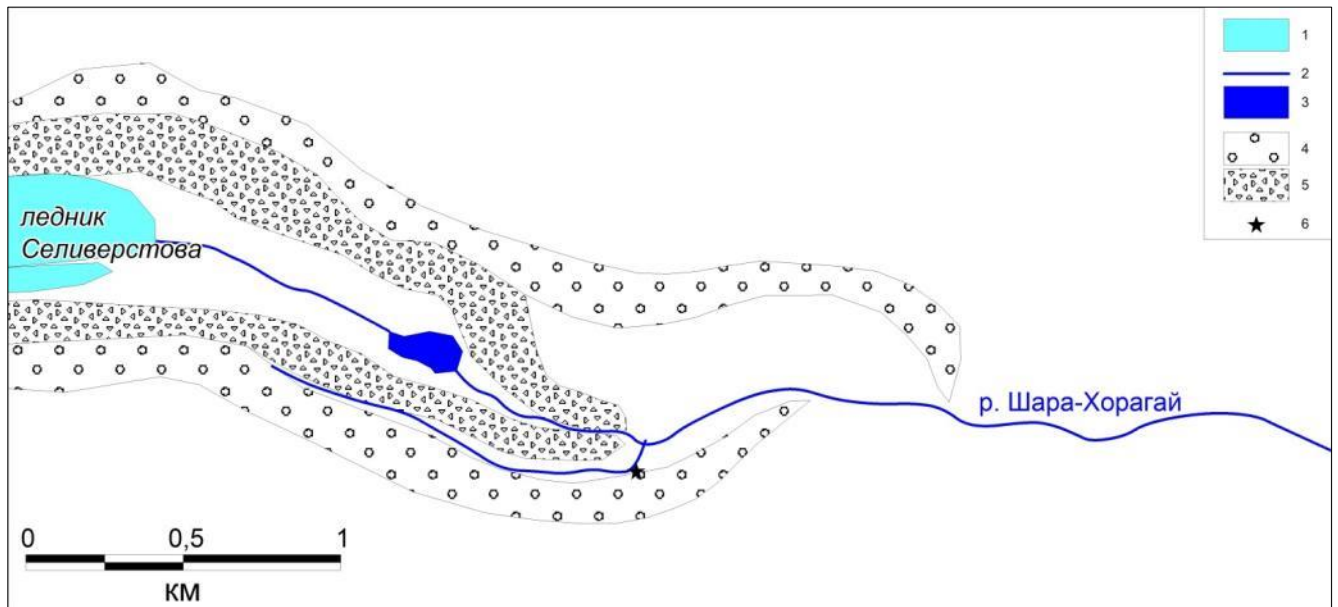


Рисунок 31. Схема долины р. Шара-Хорагай в месте отбора образцов погребенной почвы 2013 г. 1- современный ледник, 2- реки, 3-озера, 4- морена исторической стадии, 5- морена малой ледниковой эпохи, 6- место отбора почвы.

Наступание ледников так называемой аккемской стадии на территории массива, вероятно, было меньше последующих, поскольку отмеченные ранее датировки возрастом около 4 тыс. л.н. интерпретируются нами как свидетельства относительно теплого климата, не холоднее современного. Вероятно об этом же свидетельствует наличие в большинстве долин массива следов только двух подвижек ледников в позднем голоцене, которые относятся нами к субатлантическому похолоданию (историческая стадия) и к малой ледниковой эпохе. Вероятнее

всего, похолодание, ознаменовавшее окончание теплого интервала голоценового оптимума, имело место уже после 3600 лет назад.

Наступание ледников так называемой исторической стадии разными авторами датируется около 2,8 тыс.л.н. (неогляциальные подвижки на территории Тибета [261] и Тянь-Шаня [230], различных районов Китая [255]), 2,5 тыс.л.н. (ТяньШань [95]). В Центральном Алтае историческая стадия датируется периодом 2300-1700 [10], около 2500-2400 лет назад (основная) и 1800-1700 лет назад (В.П. Галахов и др.[33]). Мы в дальнейших построениях примем возраст максимального наступания 2,5 тыс.л.н.

Имеется ряд датировок по территории массива, характеризующих межстадиальные условия для времени после окончания исторической стадии. В 2011 году нами были отобраны образцы погребенного торфа в конусе выноса осыпи в долине р. Восточный Мугур, на высоте 2535 м с радиоуглеродным возрастом  $1190 \pm 60$  лет и календарным возрастом  $1130 \pm 80$  cal BP, лет (ЛУ-6818). Отобранный торф, по нашему мнению, относится к относительно теплым и влажным межстадиальным условиям средневекового климатического оптимума, сменившихся более суровым климатическим интервалом малой ледниковой эпохи, выразившемся в активизации склоновых процессов и погребении исследуемого пласта торфа. Также в 2011 нами было исследовано обнажение позднеголоценового моренного комплекса ледника Левый Мугур на высоте 2630 м. Взятые из слоя между двумя моренными горизонтами пробы органогенного суглинка показали радиоуглеродный возраст  $1280 \pm 80$  лет и календарный  $1200 \pm 90$  cal BP, лет. Эти датировки также относятся к межстадиалу, предшествовавшему наступанию ледников малой ледниковой эпохи. Результаты датирования позволяют оценить климатические условия этого инерстадиала, как минимум, не холоднее современных.

Отсутствие непосредственных датировок моренных комплексов м.л.э. массива Монгун-Тайга не позволяет нам однозначно судить к какой фазе этого периода относится максимальное наступание ледников. Но косвенная оценка хронологии м.л.э. и последующих этапов эволюции оледенения возможна на основе анализа дендрорядов, сопряженного с использованием рядов метеонаблюдений.

Наиболее длинный ряд метеонаблюдений среди ближайших к массиву метеостанций имеется по метеостанции Кош-Агач, расположенной к юго-западу от массива Монгун-Тайга. Он охватывает период с 1934 по 2004 год по температуре и с 1934 по 2005 г. – по осадкам (рис. 32).

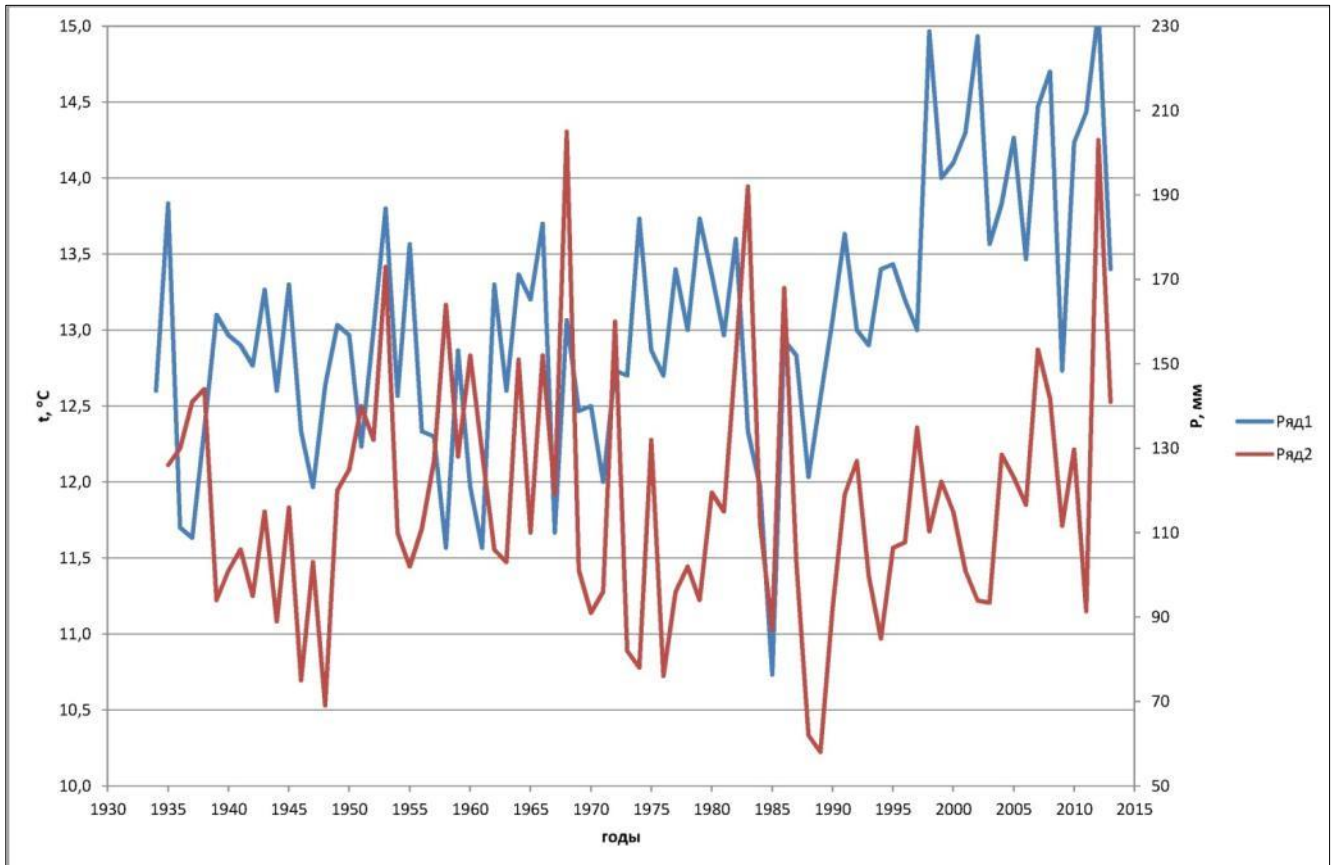


Рисунок 32. Изменение годовых сумм осадков (ряд 1) и средней летней температуры (ряд 2) по данным метеостанции Кош-Агач.

Получить информацию по более раннему периодам позволяют дендрологические реконструкции по спилам лиственниц, отобранным на территории массива в процессе многолетних экспедиционных работ. Сведя эти данные в один ряд летних температур и сумм годовых осадков (рис. 33) [193], можно вычислить индекс годового баланса массы

$$I_b = A_{ki} - A_{bi} \quad (14),$$

где  $I_b$  – индекс баланса массы;  $A_k$  – аккумуляция;  $A_b$  – абляция. Для этого использовалась методика Г.Е. Глазырина [42], которая удобна тем, что для вычисления необходимы данные только о температуре воздуха и осадках на базовой метеостанции, а также высота фирновой границы:

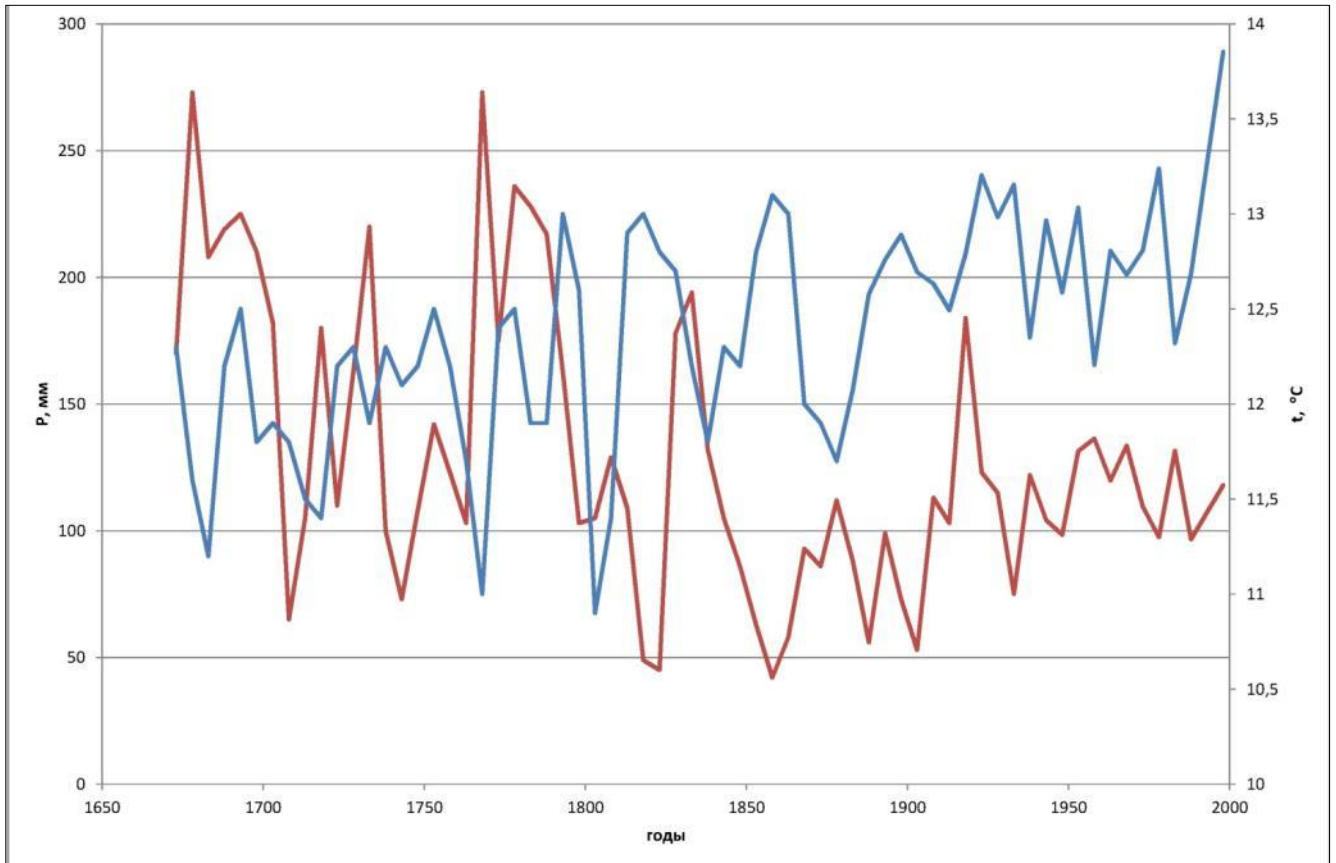


Рисунок 33. Изменение количества осадков, мм (ряд 1) и средней летней температуры, °С (ряд 2) на территории массива Монгун-Тайга (приведенные к высоте метеостанции Кош-Агач (1758 м)) согласно дендрологическим данным авторов [193]

Для расчета абляции необходимо вычислить среднюю летнюю температуру на высоте фирновой границы  $T_l(z_\phi)$  с помощью установленного нашими непосредственными наблюдениями вертикального температурного градиента  $\gamma = \frac{0,69^\circ\text{C}}{100\text{ м}}$ , высоты метеостанции ( $z_0 = 1758\text{ м}$ ) и высоты границы питания долинных ледников, реконструированной для м.л.э. (3300 м). При переходе на ледниковую поверхность следует учитывать величину температурного скачка  $\Delta T = 1^\circ\text{C}$ . В результате получаем:

$$T_l(z_\phi) = T_l(z_0) - \gamma(z_\phi - z_0) - \Delta T. \quad (15)$$

Зная среднюю летнюю температуру на высоте фирновой границы, рассчитываем абляцию по уточненной формуле А.Н. Кренке и В.Г. Ходакова [5]:

$$Ab_i = 1,33(T_l(z_\phi) + 9,66)^{2,85}.$$

Аккумуляция рассчитывается по формуле

$$AK_i = KP_i,$$

где  $K$  – коэффициент концентрации;  $P$  – среднее годовое количество осадков.

При расчете количества осадков использовалось значение плювиометрического градиента 7 мм/100 м.

Вычисленные значения индекса баланса массы представлены на рис. 34. График изменений индекса баланса массы показывает, что за рассматриваемый период можно выделить два интервала: малую ледниковую эпоху и современный период.

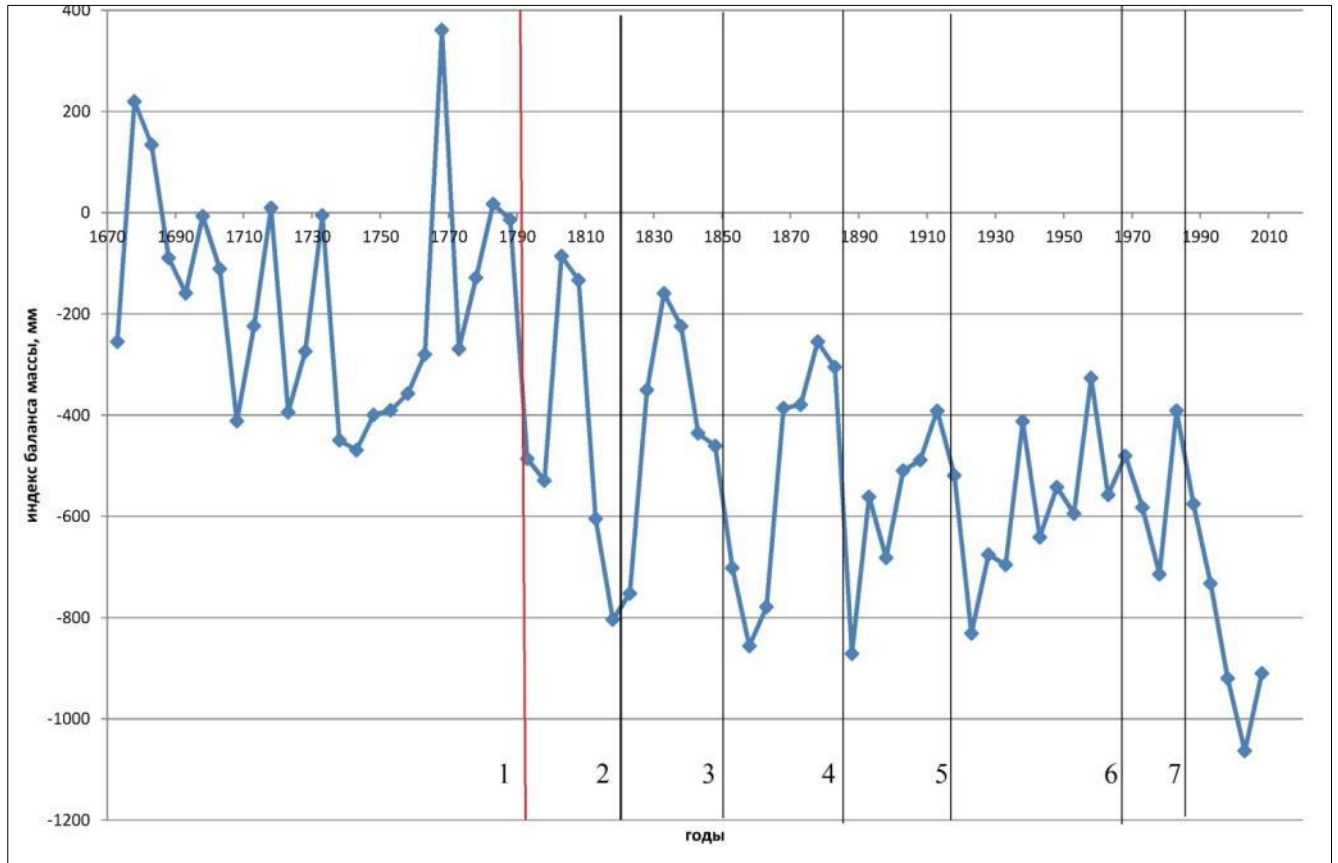


Рисунок 34. Реконструированное изменение индекса баланса массы (мм) ледников массива на уровне 3300 м. 1- окончание “климатической” м.л.э., 2- вероятное начало общего отступления ледников, 3-7- вероятное время формирования осцилляционных морен.

Согласно построенной кривой реконструированных значений индекса баланса массы, период климата, благоприятный для ледников завершился после интервала 1790-1800. После этого периода отрицательный баланс массы привел к подъему фирновой границы выше ее положения в максимум м.л.э. Согласно нашим наблюдениям, ледники региона на сразу реагируют на колебания положения фирновой границы благодаря инерции и действию механизмов отрицательной обратной связи, как, например, бронирование ледниковых языков, приводящее к уменьшению их таяния. Процессы бронирования наиболее активны в засушливые периоды, когда склоны менее заснежены, а окончание м.л.э. согласно нашей реконструкции проходило на фоне сокращения количества осадков. Соответственно, можно предположить, что

отступление ледников окончательно оформилось в интервале около 1810-1820, когда климатические условия были особенно неблагоприятны для ледников.

После окончания м.л.э. было несколько периодов более высоких значений баланса массы, когда фирновая граница прекращала подъем и могла стабилизироваться на некоторых уровнях выше своего положения в м.л.э., а ледники могли замедлять отступление или даже стационаривать. Поскольку это происходило на фоне общего негативного для ледников климатического тренда и так как эти относительно благоприятные периоды были короткими, временной интервал между началом нового уменьшения баланса массы и отступанием ледников должен был быть коротким - не более 2-5 лет. Время формирования осцилляционных морен можно оценить примерно 1850 г., 1885 г., 1915 г., 1965-1970 гг. и 1983 г. Последние два периода стабилизации ледников подтверждаются натурными наблюдениями.

Таким образом, можно предложить следующую хронологию ледниковых колебаний, сформировавших высокогорных ГК исследуемого региона, основанную на изучении модельного массива Монгун-Тайга: 10,4-6,3 тыс.л.н.- сокращение ледников до размеров, значительно меньших, чем современные; 6,3-3,6 тыс.л.н. – размеры ледников возможно чуть больше, чем предыдущий период, но меньше современных; 3,6 тыс.л.н.- сер. XIX века не менее 2 наступаний ледников, достигавших размеров больших, чем в настоящее время, образование молодых моренных комплексов, являющихся основой высокогорных ГК; сер. XIX столетия- настоящее время – общий тренд к отступанию с приостановками и формированием осцилляционных валов в интервалах около 1850 г., 1885 г., 1915 г., 1965-1970 гг. и 1983 г.

Более детальное рассмотрение климата голоцена и связанных с его изменением колебаний высоты фирновой границы проведено в главе 5.

Период после максимума м.л.э. изучен более детально, что позволяет рассматривать не только хронологию изменений ледников, но и других элементов ГК, таких как каменные глетчеры, погребенные льды, многолетние снежники, наледи.

### **4.3. Динамика высокогорных ГК после максимума м.л.э. на примере модельного массива Монгун-Тайга**

#### **4.3.1. Географическое положение и история исследования**

Горный массив Монгун-Тайга с одноименной вершиной (в прошлом носившей название Мунку-Хаирхан-Ула) расположен к югу от главного азиатского водораздела, отделяющего бассейны рек Северного Ледовитого океана от бессточной Внутренней Азии, и относится к бассейну Котловины Больших Озер. Фактически массив является водоразделом между водосборными бассейнами бессточных озер Урэг-Нур и Хиргис-Нур, расположенных на территории Монголии. Господствующая вершина массива с абсолютной высотой 3970,5 м



имеет координаты  $50^{\circ}16'30''$  с.ш. и  $90^{\circ}8'$  в.д. и является одной из главенствующих в системе Алтае-Саянской горной страны.

В орографическом отношении массив находится в самом центре Алтае-Саянской горной страны, юго-восточнее сочленений хребтов Горного и Монгольского Алтая и системы Танну-Ола. Ближайшие к массиву горные сооружения хребтов Цаган-Шибэту с севера и северо-востока, Шапшальского с северо-запада, Чихачева с запада и юго-запада отделены межгорными понижениями - Каргинской впадиной (1800-2200 м), понижением с озерами Джулу-Куль (у.в. 2200 м) и Хиндиктиг-Холь (у.в. 2306 м) и Ачитнурской впадиной (1500-1700 м) с одноименным проточным озером на высоте 1435 м, соответственно. Только к юго-востоку протягивается среднегорная прерывистая цепь поднятий - хр. Бармен (2300-2800 м), идущий от высокогорий массива через среднегорья гор Байрам-Ула (2960 м) до высокогорий Тургени-Нуру (3975 м) и Хархира (4037 м).

Границы массива, отчетливы на севере (по резкой смене горных склонов по правобережью реки Мугур), на западе (по уступообразному склону у левобережных притоков реки Моген-Бурен) и юге (четкий уступообразный склон к урочищам понижений и конечно-моренных шлейфов). На востоке ими считаются пониженные (до 2200-2600 м) горные возвышения между бассейнами низовьев реки Мугур и верховьев реки Ак-Адыр (рис. 35).

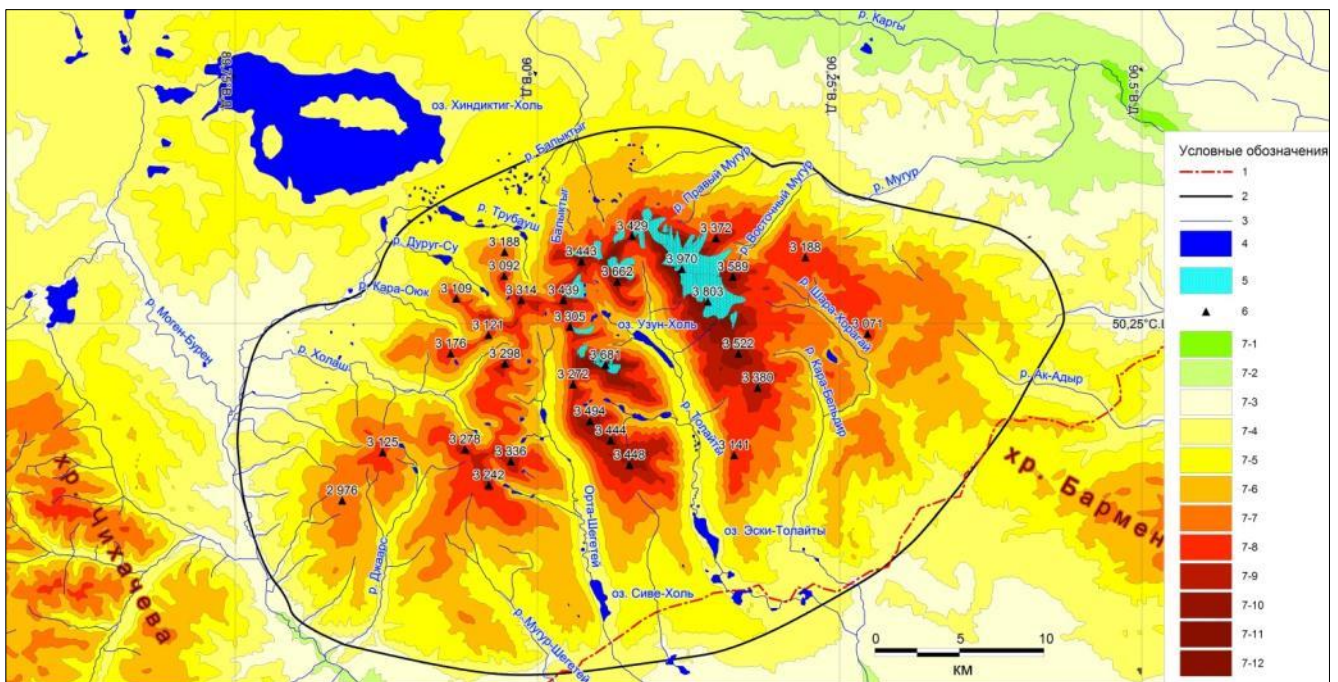


Рисунок 35. Границы массива Монгун-Тайга. Условные обозначения: 1- государственная граница, 2- границы массива, 3- реки, 4- озера, 5-ледники, 6- вершины, 7- высота над уровнем моря: 7-1- 1600-1800 м, 7-2- 1800-2000 м, 7-3- 2000-2200 м, 7-4- 2200-2400 м, 7-5- 2400-2600 м, 7-6- 2600-2800 м, 7-7- 2800-3000 м, 7-8- 3000-3200 м, 7-9- 3200-3400 м, 7-10- 3400-3600 м, 7-11- 3600-3800 м, 7-12- выше 3800 м.



Площадь массива Монгун-Тайга на высотах более 2600 м составляет 579 км<sup>2</sup>. Массив имеет в плане форму овала, вытянутого с юго-запада на северо-восток. В пределах высот более 2600 м субширотно массив простирается на 45 км, а субмеридионально на 25 км. Возвышения массива имеют форму подковы, открытой к югу.

Первые научные данные о массиве Монгун-Тайга появились после путешествия профессора Томского университета В. В. Сапожникова, в 1909 г. следовавшего по периферии массива через долины р. Орта-Шегетей, Толайты, Шара-Хорагай и Мугур в долину р. Каргы и далее вверх по Каргы к оз. Джулу-Куль. В.В. Сапожников первым отметил наличие ледников в массиве: два небольших ледника в истоках р. Толайты, два ледника на восточном склоне и шесть небольших ледников на северном склоне [141].

В середине 1950-х гг. территория массива посещалась Н.А. Ефимцевым [60], составившим схему его максимального оледенения и описавшим некоторые стадиальные морены.

В 1962 г. Е.Д. Донченко провел дешифрирование аэрофотоснимков по территории массива с целью исследования его ледников [53]. Была определена общая площадь оледенения массива (50 км<sup>2</sup>) и масштабы сокращения некоторых ледников в историческое время.

Первое подробное описание оледенения массива Монгун-Тайга было сделано Ю. П. Селиверстовым в 1965 г. [153], когда было закартировано 30 ледников, даны их характеристики, сделаны фотографии всего массива и некоторых ледников. Впервые описанный Ю.П. Селиверстовым долинный ледник в верховьях р. Шара-Хорагай сейчас носит его имя.

Позднее характеристики современного оледенения массива были уточнены В. С. Ревякиным [136] и Р. М. Мухаметовым [109]. В.С. Ревякин в 1974-1975 г при создании каталога ледников на основе дешифрирования аэроснимков 1966 г. с небольшими корректировками по данным полевых наблюдений составил схему оледенения массива, на которой было выделено 36 ледников суммарной площадью 28 км<sup>2</sup>. Следует отметить, что при этом большая часть сведений была получена на основе дешифрирования аэроснимков залета 10 июля 1966 г. с небольшими корректировками по данным полевых наблюдений. Р.М. Мухаметов выполнил первую реконструкцию оледенения массива Монгун-Тайга (только непосредственно комплекс ледников вершины Монгун-Тайга) в максимум малой ледниковой эпохи (м.л.э.). Согласно его оценкам, в максимум м.л.э. площадь оледенения массива превосходила современную на 49,3% [109].

В результате работ Центрально-Азиатской экспедиции факультета географии и геоэкологии Санкт-Петербургского университета на территории массива в период 1988-1995 гг. была составлена подробная схема оледенения, уточнявшая положение ледоразделов,

количество и контуры некоторых ледников по схеме В.С. Ревякина (в частности, крупнейшего в массиве ледника Восточный Мугур). Был составлен подробный каталог ледников массива [156], включавший 52 ледника суммарной площадью 23,3 км<sup>2</sup>. В последующие годы, произошедшие изменения оледенения и уточнения схемы 1995 г. были зафиксированы в новейшем каталоге ледников массива [39].

#### 4.3.2. Современные ледники массива Монгун-Тайга

По состоянию на 2013 год на территории массива насчитывается 30 ледников суммарной площадью 20,2 км<sup>2</sup> (табл. 74, Приложения, рис. 36).

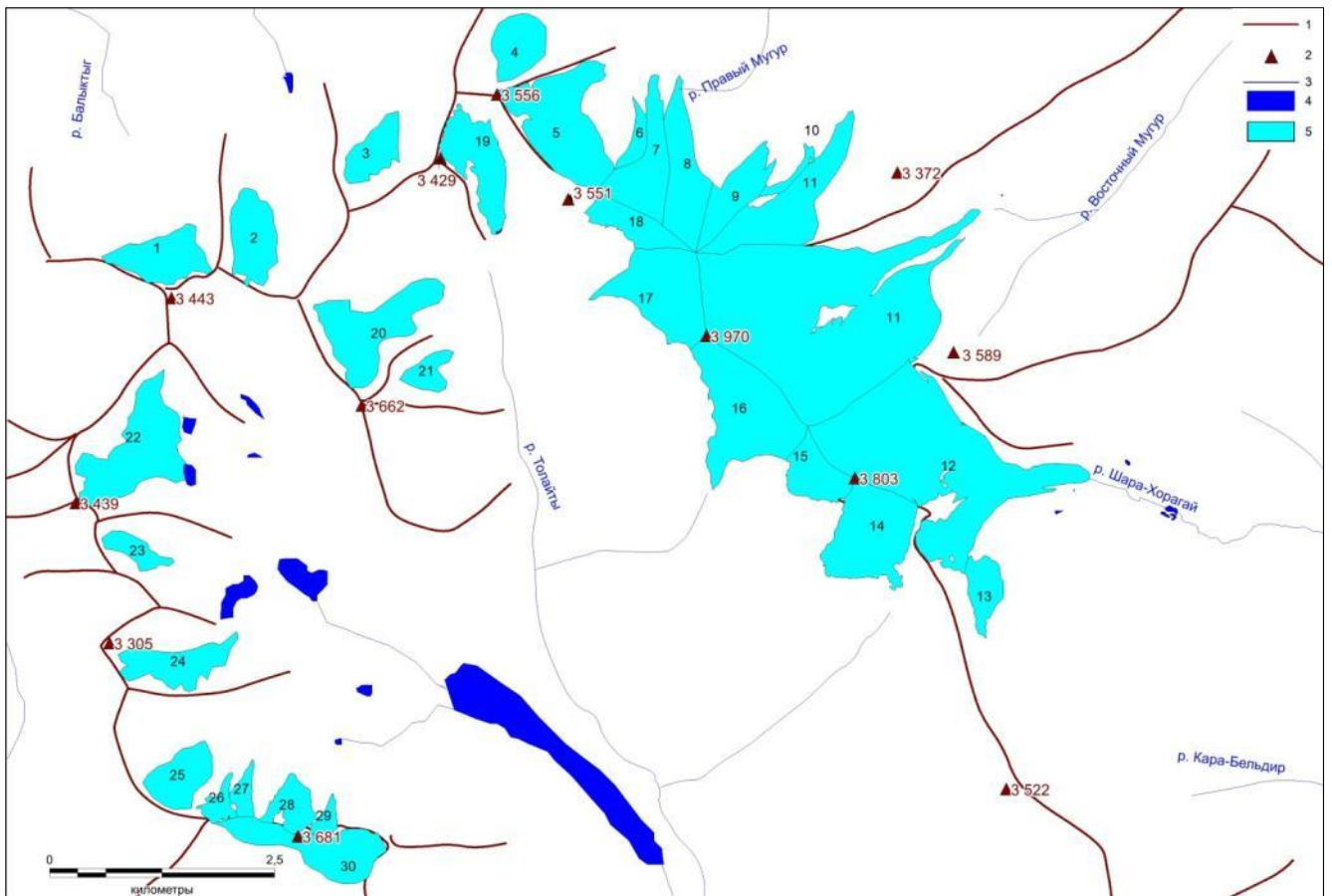


Рисунок 36. Схема оледенения массива Монгун-Тайга по состоянию на 2013 г. Условные обозначения: 1- горные хребты, 2 горные вершины -, 3- реки, 4- озера, 5- ледники

Для массива Монгун-Тайга характерно преобладание малых форм оледенения - число ледников с площадью менее 0,5 км<sup>2</sup> составляет 56% от общего количества, а с площадью менее 1 км<sup>2</sup> - 84% (рис. 37).

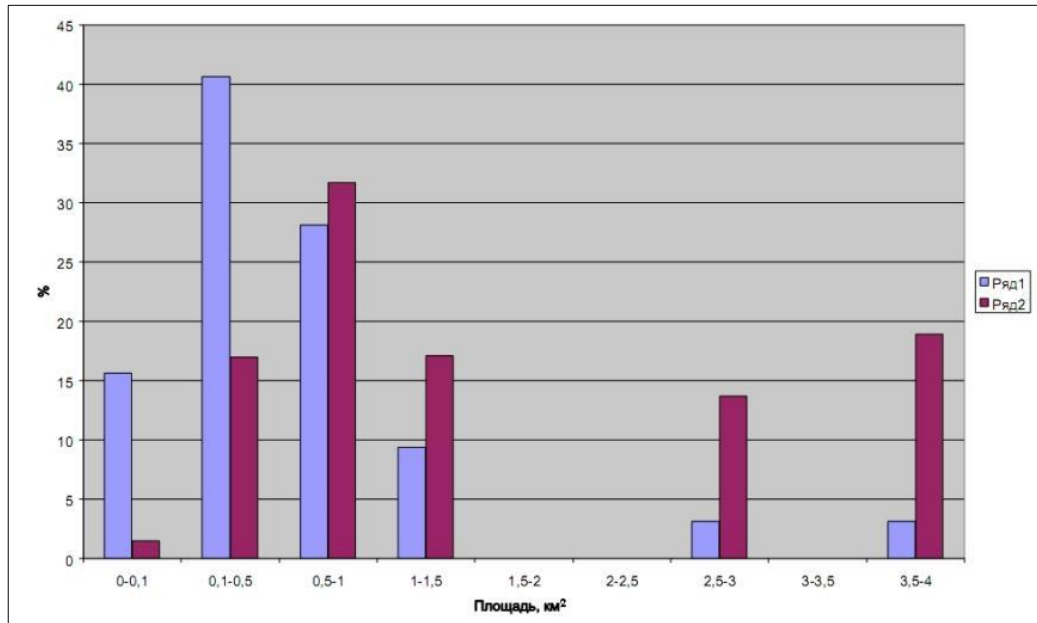


Рисунок 37. Количество (% от суммарного, ряд 1) и площадь (% от суммарной, ряд 2) ледников массива Монгун-Тайга в пределах разных интервалов площадей ледников.

Малые ледники, преобладающие в массиве по морфологии, относятся к склоновому, висячему и каровому типам (рис. 38). Тем не менее, долинные ледники вносят основной вклад в общую площадь оледенения массива.

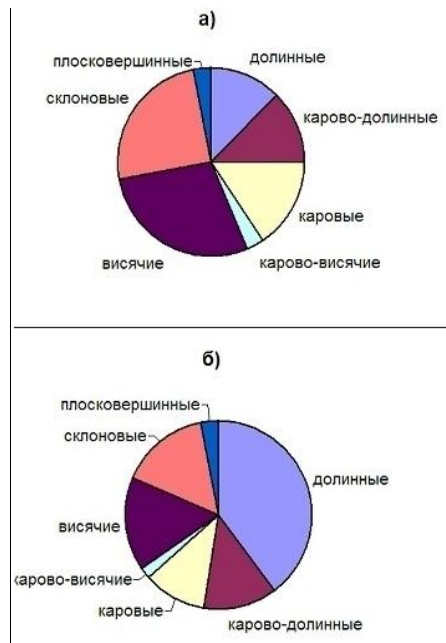


Рисунок 38 . Доля количества (% от суммарного) (а) и площади (% от суммарной) (б) ледников различных морфологических типов.

Оледенение массива Монгун-Тайга в основном приурочено к северо-восточным склонам (рис. 39), где выгодно сочетаются малое количество инсоляции и питание за счет метелевого

переноса, поскольку эти склоны являются подветренными. Кроме того, главный водораздел массива в самой высокой его части вытянут с северо-запада на юго-восток, что определяет ориентировку самых крупных ледников массива. Эта же геоморфологическая особенность массива является причиной некоторого увеличения площади ледников на склонах юго-западных экспозиций. Склоны северо-западной ориентировки имеют малую протяженность в пределах наиболее высокой центральной части массива, кроме того они являются наветренными, что неблагоприятно для концентрации здесь твердых осадков.

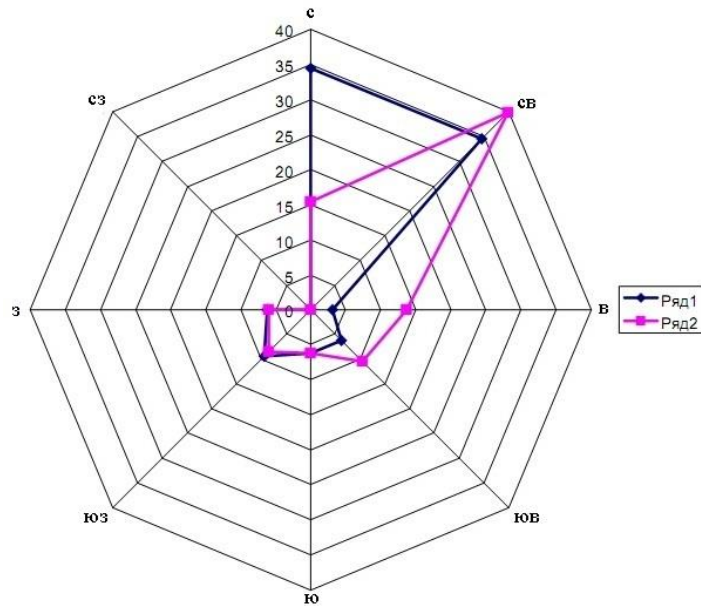


Рисунок 39. Распределение количества (% от суммарного, ряд. 1) и площадей (% от суммарной, ряд. 2) ледников массива Монгун-Тайга.

Высотное распределение оледенения имеет два максимума - в диапазоне 3050-3250 м и 3550-3850 м (рис. 40). Причины наличия нижнего максимума распределения несколько, но все они связаны со ступенчатостью рельефа массива. На этом уровне находятся днища одного из ярусов цирков, поэтому к нему приурочены языки и лопасти многих, в том числе и крупнейших долинных ледников массива. Кроме того, именно в этом интервале отмечаются наибольшие площади поверхностей выравнивания. В интервале высот 3350-3500 м уклоны склонов массива достигают наибольших значений – на северо-восточных склонах здесь расположены многочисленные ригельные ступени и острые скальные выходы, юго-западные же склоны в основном имеют крутизну  $40^\circ$  и более, за счет чего снег не закрепляется на них, а ледники отсутствуют. На высоте 3600-3700 м уклоны снова уменьшаются, здесь находится верхний уровень цирков массива. Увеличение площадей оледенения в этом диапазоне также связано с его положением выше климатической снеговой границы, отчетливо наблюдавшейся в 90-е годы XX века на уровне около 3600 м.

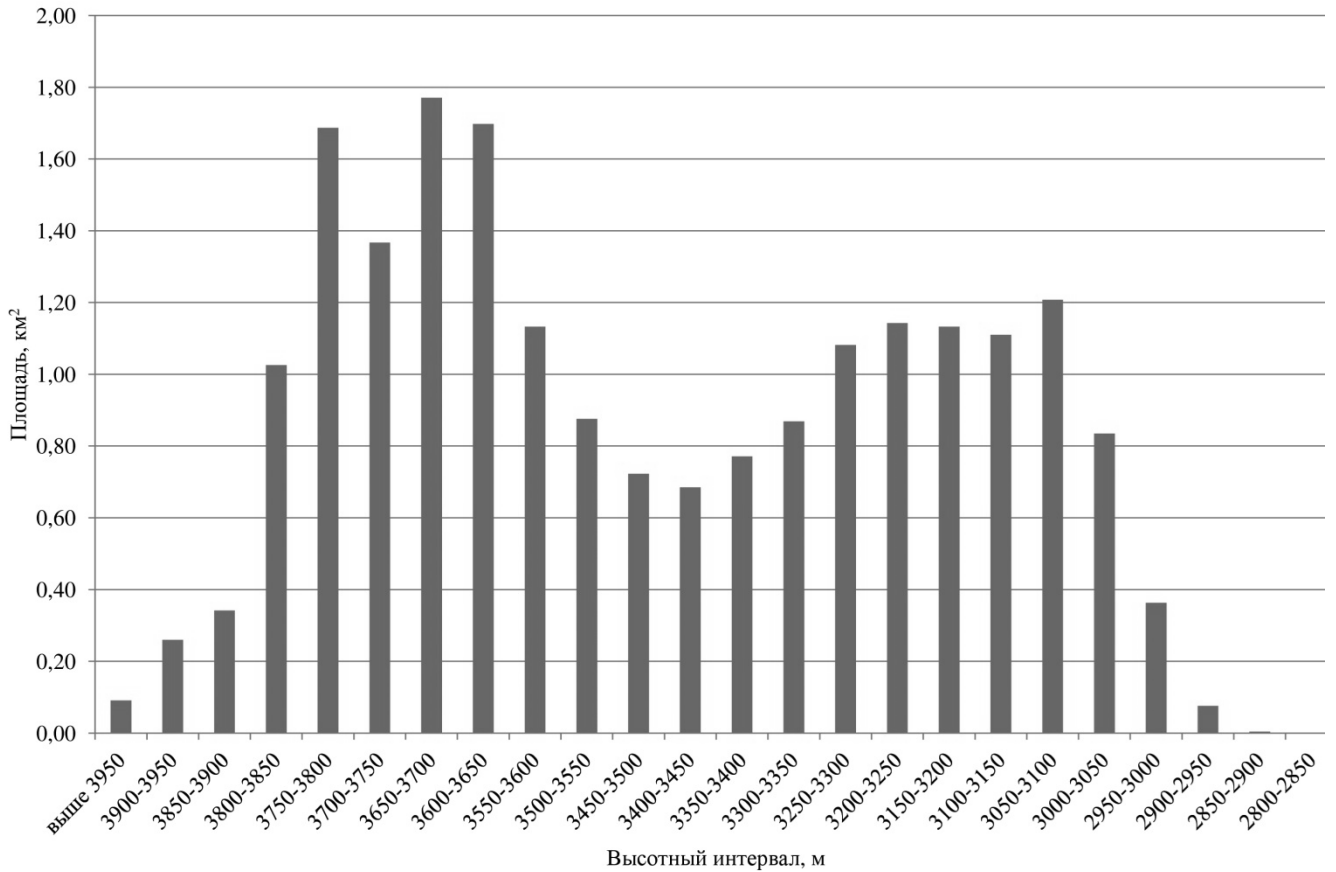


Рисунок 40. Распределение площади оледенения массива Монгун-Тайга (км<sup>2</sup>) по 50-метровым высотным интервалам.

Уникальной особенностью оледенения массива Монгун-Тайга является компактное сочетание разнообразных по морфологии и индивидуальных по поведению ледников, одни из которых обособлены друг от друга, а другие объединены в куполовидные комплексы с единой зоной питания или слиянием ледниковых потоков в зоне абляции. На территории массива расположена два таких комплекса: ледники главной вершины массива и ледники комплекса плоской вершины на правом водоразделе р. Толайты (максимальная высота 3680,6 м).

Основу ледникового комплекса вершины Монгун-Тайга составляют три сопряженные куполовидные вершины: Кыргыз (3803,1 м), Монгун-Тайга (3970,5 м) и 3834,1 м. Ледниковый комплекс вершины (ледники №№5-18) вытянут с северо-запада на юго-восток и включает 14 ледников общей площадью 14,3 км<sup>2</sup>, что составляет 70% от суммарной площади оледенения массива. Наибольшие площади оледенения приурочены к северо-восточному и восточному склонам, где находятся крупнейшие ледники массива - Восточный Мугур и Селиверстова. С точки зрения морфологического строения, это сложно-долинные многоярусные ледники комплекса куполовидной вершины.

Второй комплекс ледников плоской вершины, расположенный на правом водоразделе р. Толайты (максимальная высота 3680,6 м), включает непосредственно ледник плоской вершины

(№ 30) и 4 висячих ледника (ледники №№ 26-29), спускающихся по крутому правому склону долины правого притока р. Толайты (в 1995 году таких ледников было здесь 6). Суммарная площадь этого ледникового комплекса 0,94 км<sup>2</sup>.

Таким образом, в два ключевых ледниковых комплекса массива входят 19 ледников общей площадью 15,2 км<sup>2</sup>. Следует отметить, что необходимым условием возникновения ледниковых комплексов является наличие достаточно обширных поверхностей, расположенных на высотах, лишь немного уступающих высоте главной вершины массива.

Кроме ледников, входящих в ледниковые комплексы, в массиве Монгун-Тайга нами выделяется еще 11 ледников, 6 из которых (ледники №№ 22-27) относятся к бассейну р. Толайты.

Согласно нашим наблюдениям, на ледниках массива граница питания и фирновая линия почти совпадают благодаря низкой аккумуляции наложенного льда, который возникает не на всех ледниках и появляется не каждый год. В некоторые годы наложенный лед появляется на крупнейших ледниках и различия в уровнях фирновой линии и границы питания могут достигать 20-30 м. В среднем различия между этими уровнями незначительно, особенно в это верно для периода с конца 1990-х, когда вместо аккумуляции наложенного льда ледники расчлняются многочисленными водотоками на глубину до 10 м, иногда они даже отчлняющимися части ледников от основного их тела. Наиболее отчетливо это проявилось в почти бесснежные и теплые в период абляции 2006-2008 гг.

В 1990-е годы граница питания достаточно четко наблюдалась на ледниках массива, средневзвешенная высота фирновой границы соответствовала гипсометрическому уровню 3390 м, а для ледникового комплекса вершины Монгун-Тайга средневзвешенная высота фирновой границы составляла 3470 м. В первое десятилетие XXI века положение снеговой границы характеризовалось значительной нестабильностью, причем в 2000-2008 гг. наблюдался отчетливый тренд к повышению ее высоты и сокращению зоны питания ледников, а после 2008 г.- к понижению.

### 4.3.3. Динамика ледников массива Монгун-Тайга

**Историческая стадия.** Морены стадии, отнесенной нами к исторической, в большинстве долин сближены с моренами м.л.э. (рис. 41). В тех долинах, где ниже языка ледника в прошлом упирался в скальный выступ или разворот долины (долина р. Толайты ниже одноименного ледника, а также ниже ледников № 18, №23, долина р. Восточный Мугур) морены м.л.э. надвинуты на морены исторической стадии и составляют мощный моренный пьедестал для современного ледника. Вероятно, размеры этих ледников в эти две стадии мало отличались. В долинах, где ниже ледников преобладают сравнительно небольшие уклоны,

напротив морены м.л.э. и исторической стадии удалены друг от друга, как, например, в долине р. Шара-Хорагай.

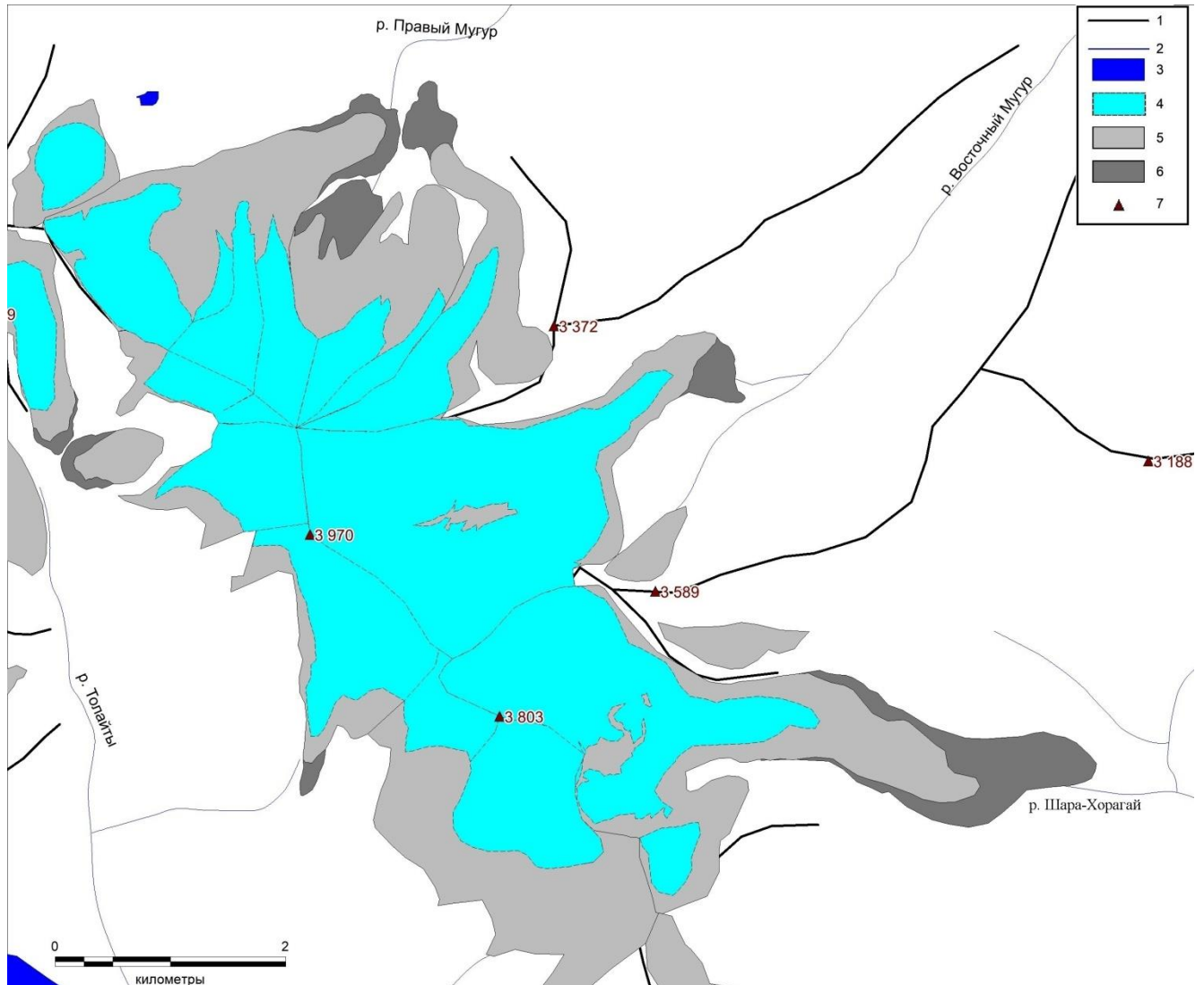


Рисунок 41. Морены м.л.э. и исторической стадии на ледниках комплекса главной вершины массива Монгун-Тайга. Условные обозначения: 1- горные гребни и водоразделы, 2- реки, 3- озера, 4- современные ледники, 5-морены м.л.э., 6- морены исторической стадии.

В более ранних публикация автором данного исследования приводилась реконструкция оледенение массива Монгун-Тайга в, историческую стадию, согласно которой оно было представлено 88 ледниками общей площадью 85 км<sup>2</sup>. Высота фирновой границы на большинстве ледников массива составляла 3000-3200 м, высота средневзвешенной фирновой границы - 3155 м (т.е. депрессия составляла 225 м). Высотное положение фирновой границы рассчитывалось по методу Куровского, согласно которому прежняя высота фирновой линии

$$Z_{\phi} = \frac{Z_{\phi c} F + \Delta F \frac{(Z_1 - Z_2)}{2}}{(F + \Delta F)} \quad (16),$$

где  $Z_{\text{фс}}$  – её современная высота;  $F$  – современная площадь ледника;  $\Delta F$  – разность площадей реконструированного и современного ледников;  $Z_1$  и  $Z_2$  – соответственно высоты существующего и реконструированного концов ледника.

При создании этой реконструкции автор сталкивался с нехваткой информации по моренам исторической стадии на территории массива, поскольку во многих местах они неотделимы от морен м.л.э. или перекрыты и погребены ими. На таких участках приходилось принимать, что ледники в историческую стадию были таких же размеров, как и м.л.э. Данное допущение, вероятно, приводило к завышению масштабов ледников исторической стадии и величины депрессии фирновой границы. Поэтому в данной работе использован и другой подход – рассмотрены только долинные ледники, у которых морены исторической стадии выделяются достаточно отчетливо (табл. 17).

Таблица 17. Расчетные параметры реконструированных ледников массива Монгун-Тайга в историческую стадию.

Название ледника	Площадь в историческую стадию, км <sup>2</sup>	Отличие площади от современной, км <sup>2</sup>	Высота нижней границы ледника, м	Высота фирновой границы, м	Депрессия фирновой границы, м
Левый Мугур	3,92	1,2	2700	3215	180
Правый Мугур	1,72	0,84	2650	3040	255
Восточный Мугур	4,72	0,77	2720	3265	85
Селиверстова	6,03	2,50	2800	3265	185
Толайты	0,97	0,28	3050	3200	50

Средняя величина депрессии фирновой границы для рассмотренных ледников составила 155 м, средняя взвешенная по площади величина составила. 160 м. Обращает на себя внимание большой диапазон значений депрессии фирновой границы. Объяснение этому явлению – различные геоморфологические особенности долин, приводящие к разному снегонакоплению и, соответственно, разному высотному положению фирновой границы. Нижняя часть ледника Правый Мугур располагалась в глубоко врезанном трое с низко расположенными карами, где имела место повышенная концентрация снега, что позволяло фирновой границе существовать аномально низко (на 200 м ниже прочих ледников). В то же время в верхней части ледника степень концентрации снега существенно не отличается от других ледников. Соответственно,



после потепления и выпадения участка повышенной концентрации снега из зоны аккумуляции произошел скачкообразный подъем фирновой границы до высотного положения, мало отличающегося от других долинных ледников массива.

**Динамика ледников с максимума малой ледниковой эпохи (м.л.э.).** Визуальные и инструментальные наблюдения за состоянием ледников массива Монгун-Тайга охватывают последние 50 лет, на протяжении которых на фоне общей тенденции к сокращению ледников наблюдались периоды их стабилизации. Эти 50 лет соответствуют одной из фаз отступления ледников после максимума м.л.э. В то же самое время расположение моренных комплексов, оконтуривающих современные ледники, свидетельствует о еще больших размерах ледников в максимум м.л.э. и на начальных фазах их сокращения.

Выделение и картирование этих молодых морен облегчают следующие их особенности: их незадернованность, четкость в плане, значительная крутизна по внешнему периметру, малая степень перемытости и значительная мощность по сравнению с более древними моренами (рис. 42, рис. 43). Как показывают наблюдения, относительно большая мощность морен м.л.э. (до 30 м и более) связана с наличием под моренным чехлом линз погребенного льда, который местами при современном потеплении выходит на поверхность. Все перечисленные признаки облегчают выделение и картирование этих морен.



Рисунок 42. Морена малой ледниковой эпохи у языка ледника Селиверстова (фрагмент аэрофотоснимка 1966 г.)



Рисунок 43. Морена малой ледниковой эпохи у языка ледника Восточный Мугур (фото Д.А. Ганюшкина, 2008).

Отступление ледников с максимума м.л.э. не было равномерным – наличие, по крайней мере, двух периодов стабилизации положения ледников фиксируется в рельефе небольшими моренными валиками между современными ледниками и моренами м.л.э. Сопоставление положения внутреннего из этих валов с данными наблюдений [153] и с результатами дешифрирования аэрофотоснимков от 10 июля 1966 г. позволяет отнести его к середине 1960-х годов. Таким образом, была получена картина изменения оледенения массива с максимума м.л.э. по настоящий момент по пяти временным срезам: м.л.э.; периоду стабилизации ледников ранее середины 1960-х; периоду середины 1960-х, 1995 г и 2007-2010. Кроме этого, по наиболее крупным ледникам массива имеется более детальная информация. Однако временная привязка самого максимума м.л.э. и ранних фаз сокращения ледников после него возможна лишь при использовании климатической информации.

Первая реконструкция оледенения массива Монгун-Тайга в максимум м.л.э. [109] охватывала только комплекс ледников вершины Монгун-Тайга. В 1998 г нами проведена более

детальная реконструкция оледенения м.л.э., включавшая в себя большую часть массива за исключением его западной периферии [36]. Материалы, полученные нами в результате экспедиционных исследований последующих лет, дешифрирование космических и аэрофотоснимков, анализ тенденций изменения оледенения позволили исследовать весь массив и восстановить структуру его оледенения в максимум м.л.э.

Одной из основных целей работы было получение максимально полной характеристики оледенения для каждого из рассматриваемых временных срезов. Так как наиболее подробная информация имеется по состоянию оледенения на 1995 г., именно он удобен для сопоставления с прочими реконструкциями, особенно в отношении фирновой границы, которая в последнее десятилетие испытывает большие колебания высотного положения (до 300 м).

Результаты исследований показывают, что в этот период оледенение массива было представлено 87 ледниками общей площадью 49,5 км<sup>2</sup>, т.е. с максимума м.л.э. площадь оледенения сократилась примерно на 59%. По морфологии преобладали небольшие висячие (28 %), каровые (16 %) и склоновые (16 %) ледники, по площади – долинные ледники (40 %). Наибольшее число ледников (15 %) и площадь оледенения (30 %) приходились на северо-восточные склоны, наименьшее – на северо-западные склоны (менее 1 % как по числу ледников, так и по площади). Нижний предел развития оледенения составлял 2640 м.

Высотное положение фирновой границы в м.л.э. рассчитывалось по методу Куровского. Расчет показывает, что в м.л.э. средневзвешенная высота фирновой границы на ледниках массива составляла 3265 м, что на 120 м ниже, чем в 1995 г. (на долинных ледниках массива расчетное средневзвешенное высотное положение фирновой границы в м.л.э. составило 3235 м).

Подобная величина значительно превосходит существующие оценки депрессии фирновой границы для ледников Алтая в малую ледниковую эпоху различных авторов. Например, П.А. Окишев [122] приводит величину 70 м для Алтая в целом, Л.А. Варданыц [23]- 40-70 м.

Несовпадение наших оценок с этими данными связаны с тем, что расчеты исследователями депрессии фирновой границы, как правило, выполнялись для крупных долинных ледников, реагирующих на климатические изменения менее резко, чем малые ледники. Расчеты депрессии для долинных ледников массива дают величины от 40 до 115 м, что не противоречит имеющимся по Алтаю оценкам. Специфика современного оледенения массива Монгун-Тайга заключается в наличии значительных по площади плосковершинных и склоновых ледников, имеющих пониженную концентрацию твердых осадков и, благодаря этому, высокое положение границы питания, превышающее ее положение на долинных ледниках. С одной стороны, это приводит к завышению средневзвешенной фирновой границы

на ледниках массива. С другой стороны, склоновые и плосковершинные ледники, имея малые мощности, быстро реагируют на климатические изменения, соответственно значительными бывают изменения высоты на их границы питания.

Кроме того, в малую ледниковую эпоху в низко расположенных цирках и карах запада массива существовали ледники, имевшие за счет повышенной концентрации низкое положение фирновой границы. В настоящее время на хребтах западной периферии массива (бассейны рек Дуругсу, Холаш, Орта-Шегетей) почти полностью отсутствует оледенение.

Наиболее низкое положение фирновая граница занимала на каровых ледниках (2900-3100 м), на долинных ледниках ее высота была близка средневзвешенной (3185-3375 м), наиболее высокое положение (до 3900 м) было характерно для склоновых, висячих и плосковершинных ледников.

Распределение по морфологическим типам ледников отрицательной разности оледенения ( $Z_f-Z_n$ ) в м.л.э. (табл. 18) зависело как от различия в вертикальном диапазоне ледников ( $Z_v-Z_n$ ), так и от их динамической активности.

Таблица 18. Средние значения отрицательной разности оледенения различных морфологических типов ледников в малую ледниковую эпоху.

Параметры ледников	Морфологический тип				
	Долинные	Каровые	Склоновые	Висячие	Плосковершинные
$Z_f-Z_n$ , м	395	150	165	260	10
$Z_v-Z_n$ , м	900	370	395	485	160
Уклоны, °	16	23	16	29	16

Имевшие наибольшие уклоны и вертикальный диапазон оледенения, долинные и висячие ледники обладали, соответственно, и наибольшей отрицательной разностью оледенения. Наоборот, малоактивные в динамическом плане, с малым размахом высот плосковершинные ледники нередко представляли собой снежно-фирновые поля, целиком находившиеся в зоне питания, высота их концов определялась не столько уровнем абляции, сколько границами поверхностей с малыми уклонами.

Влияние орографического фактора на величину депрессии фирновой границы усиливается в пределах незначительного по площади узла оледенения, так как форма и ориентировка рельефа во многом определяют степень концентрации снега. Для разного рода реконструкций древнего оледенения возникает необходимость обоснования связей изменчивости параметров оледенения с доступными морфометрическими параметрами

рельефа. В качестве такого параметра может выступать угол наклона склона, определяющий степень концентрации снега и динамическую активность ледников. С одной стороны, существует положительная корреляция между депрессией фирновой границы ( $\Delta Z_f$ ) и углом наклона склона ( $a$ ), с другой - отрицательная корреляция между изменением длины ледников ( $\Delta L$ ) и углом наклона склона, ибо при малых углах наклона склона (при прочих равных условиях) наблюдаются меньшие скорости движения и приток вещества в зону абляции, и языки ледников в этом случае быстро деградируют.

Если рассматривать не отдельно связи депрессии фирновой границы и изменения длины ледников от угла наклона склона, а связь отношения  $\Delta Z_f/\Delta L$  с  $a$ , то степень связи существенно повышается. Были проанализированы два наиболее реальных варианта связи отношения  $\Delta Z_f/\Delta L$ :

- со средним уклоном долины (склона) ниже современного конца ледника до его положения в максимум м.л.э.;

- со средним уклоном поверхности ледника в м.л.э.

В первом случае лучшей аппроксимационной зависимостью является степенная:

$$\Delta Z_f/\Delta L = 0,06a^{0,048},$$

Разброс точек в поле корреляции достаточно большой, а коэффициент корреляции находится на пределе значимости и равен 0,40. Во втором случае теснота связи оказалась существенно большей, коэффициент корреляции равен 0,82. Линейное уравнение регрессии имеет вид:

$$\frac{\Delta Z_f}{\Delta L} = 0,014a - 0,059 \quad (17),$$

Полученные результаты свидетельствуют о том, что средний уклон ледников в большей степени отражает их реакцию на изменение климата, чем средний уклон долины, где лежали языки ледников в м.л.э.

Сокращение оледенение после максимума м.л.э. проходило неравномерно, в несколько этапов (рис. 44).

Период с середины XIX века до начала периода относительной стабилизации приблизительно 1910–1925 гг. характеризуется быстрым сокращением ледников. К этому времени площадь оледенения массива уменьшилась до 29,6 км<sup>2</sup>, т.е. приблизительно на 40 %, в основном за счет исчезновения малых ледников (общее число ледников уменьшилось на 32, т.е. на 37 %). Анализ сокращения оледенения за весь исследуемый период показывает, что на первом этапе деградация приводила к распаду долинных ледников и исчезновению малых каровых и карово-висячих ледников на сниженной западной и южной периферии массива; общее число каровых и карово-висячих ледников уменьшилось на 17. Высота

средневзвешенной фирновой границы за этот период увеличилась на 82 м, что оказалось критическим для ледников в долинах рек Холаш, Трубауш и Орта-Шегетей.



Рисунок 44. Предполагаемое на основе реконструкций сокращение площади ледников массива Монгун-Тайга с максимума м.л.э. по 2013 г

В период с конца 1920-х по конец 1960-х годов площадь оледенения мало сократилась (рис. 45). Наиболее существенным изменением было отчленение от ледника Левый Мугур одного из его притоков (ледник № 11 по каталогу 1995 г. [156]). Заметное сокращение ледников в этот период произошло лишь на северо-восточных склонах массива, однако общее число ледников и соотношение между ледниками различных морфологических типов осталось прежним. С 1925 по 1965 гг. высота фирновой границы практически не менялась.

С конца 1960-х годов неблагоприятные для ледников климатические условия привели к сокращению сначала малоактивных в динамическом отношении и маломощных склоновых ледников, затем каровых и висячих, а в последнее десятилетие – и более крупных долинных ледников в центре массива.

С конца 1960-х по 1995 год деградация оледенения усилилась. За этот период площадь ледников сократилась примерно на 13 %. Наибольшему сокращению подверглись склоновые ледники, потерявшие около 38 % своей суммарной площади. На 27 % уменьшилась площадь карово-долинных ледников, в основном за счет распада на ледники других морфологических типов. Напротив, долинные ледники сократились всего на 5 %, менее 1 % площади потеряли каровые, висячие и карово-висячие ледники.



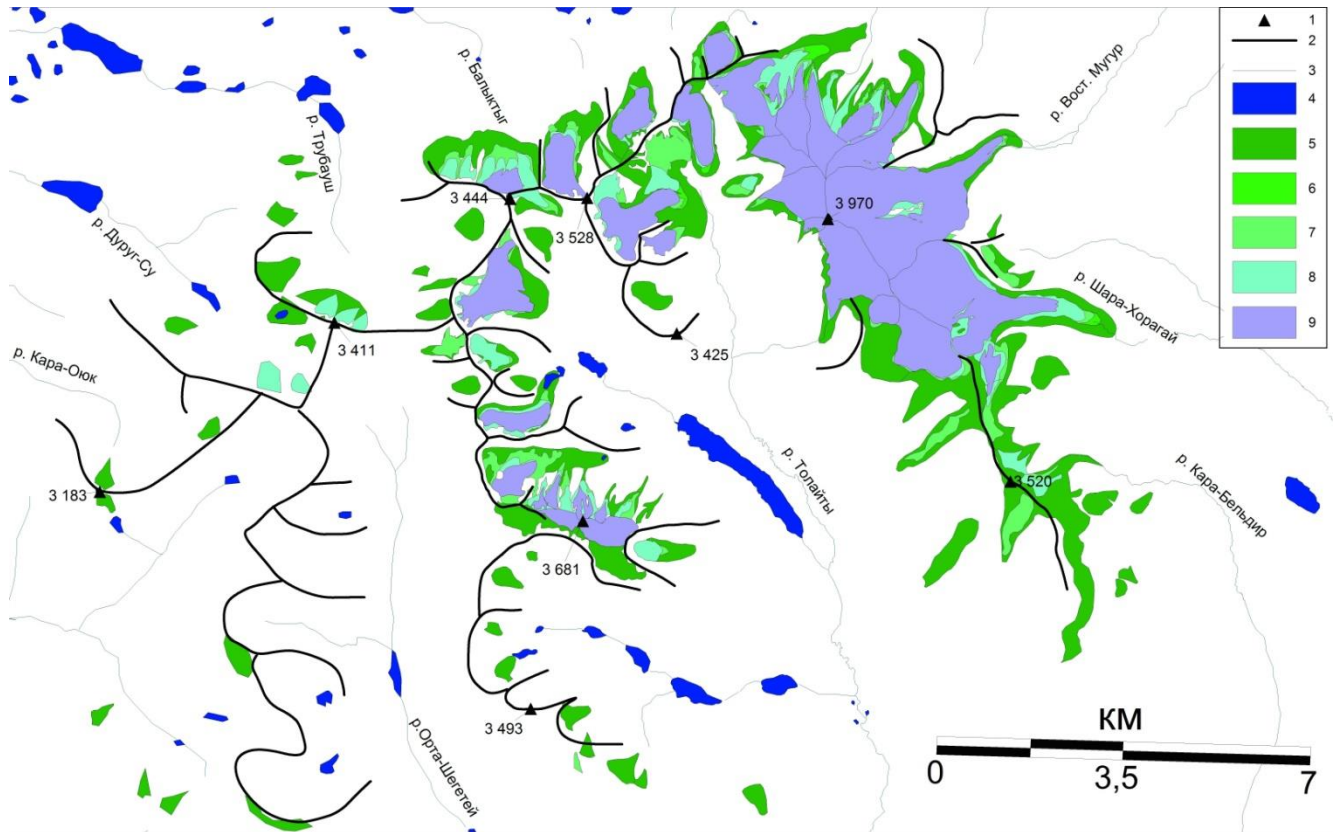


Рисунок 45. Реконструкция изменения площади оледенения массива Монгун-Тайга в период с максимума м.л.э. по 2011 г. Условные обозначения: 1- горные вершины, 2- горные хребты, 3- реки, 4- озера; участки, освободившиеся от оледенения: 5- с 1850 по 1925, 6- с 1925 по 1965, 7- с 1965 по 1995, 8- с 1995 по 2008 г; 9- современные ледники (на 2008-2011 г).

Последний этап сокращения ледников (с 1995 г.) характеризуется особенно быстрой их деградацией. За эти годы оледенение массива потеряло 19 % площади, причем, в отличие от предыдущих периодов, значительно сократилась площадь долинных ледников (на 21 %), что связано с разделением долинного ледника Левый Мугур на три ледника, а также с обнажением скальных выходов на перегибах склонов и ускоренной деградацией языка ледника Селиверстова. Кроме того, проявилась тенденция к распаду крупнейших долинных ледников массива – Восточный Мугур и Шара-Хорагай на отдельные ледниковые потоки по центральным моренам. В наибольшей степени деградация затронула малые висьячие и карово-висьячие ледники, сократившиеся соответственно на 38 % и 65 %, при этом число висьячих ледников уменьшилось с 25 до 9.

Реакция долинных ледников на изменение климата не вполне однозначна, поскольку скорость отступления языков некоторых ледников в последние шесть лет снизилась в 2-3 раза. Вероятно, фронты долинных ледников сейчас находятся под воздействием периода положительного баланса массы середины 1960-х годов, проявляющегося в силу инерционности

реакции ледников. В то же время значительное снижение мощности долинных ледников привело к разделению ледниковых потоков во многих местах выходами коренных пород и деградации ледников «сверху». Это, несомненно, связано с увеличением абляции на фоне резкого роста температур в последнее время и со снижением количества осадков.

Потепление и аридизация привели к тому, что в период с 2002 по 2008 гг. на большинстве ледников отсутствовала снеговая граница. Особенно сухие и бесснежные условия имели место в 2006-2007 и 2007-2008 г. За период 1995-2008 гг. фирновая линия поднялась на 200-300 м, достигнув среднего уровня 3600 м. Снежно-фирновые поля сохранились только на нескольких ледниках массива, а единая зона аккумуляции ледниковых комплексов главной вершины массива трансформировалась в группу изолированных фирновых пятен, иногда расположенных друг над другом и разделенных крутыми участками склонов. При этом некоторые ледники к окончанию сезона таяния полностью оказывались в зоне абляции. Более-менее выраженная зона питания наблюдалась лишь на ледниках северо-восточной экспозиции, берущих начало на куполовидных вершинах Кыргыз, Монгун-Тайга и 3834,1 м. Уровень 3600 м не соответствует некой сплошной фирновой границе, а является высотой, выше которой более 50% площади ледников покрыты фирном.

Наши вычисления (по методу Куровского) показывают, что деградация ледников, произошедшая с 1995 г по 2008 г., могла бы обеспечиваться подъемом фирновой линии всего на 36 м. Изменения, происходившие в снежно-фирновой зоне ледников, в этот период опережали собственно деградацию ледников.

Интересно, что в период с максимума м.л.э. до середины 1960-х годов ледники северных, северо-восточных, восточных, юго-восточных и южных склонов потеряли примерно одинаковые площади (рис. 46). С середины 1960-х по 2008 г деградировали в основном ледники северо-восточных и особенно северных склонов. Это указывает на ведущую роль потепления в деградации оледенения первого этапа, поскольку изменения температуры воздуха в равной степени влияли на ледники разных экспозиций. Во второй этап деградировали наиболее низко расположенные ледники северных и северо-восточных экспозиций, находящиеся намного ниже климатической снеговой границы и существующие за счет лавинного питания, метелевого переноса и связанной с ними повышенной концентрации твердых осадков. Можно предположить, что в этот период на ледники влияли не только потепление, но и дефицит осадков.



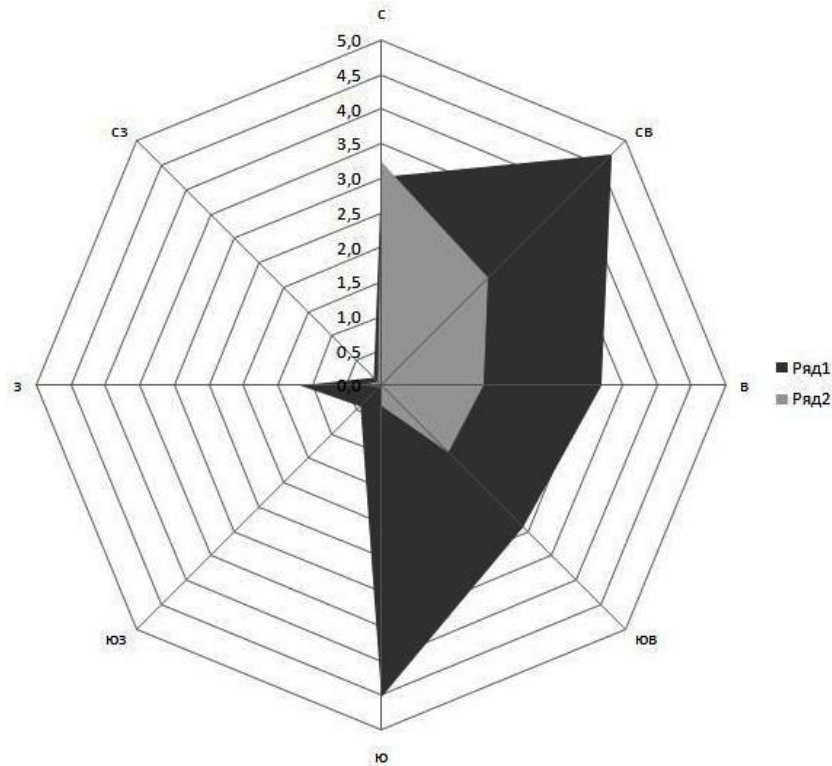


Рисунок 46. Деградация оледенения ( $\text{км}^2$ ) на склонах разных экспозиций в период с 1850 по 1965 г (ряд 1) и с 1965 по 2008 г (ряд 2).

В некоторой степени подтверждает сделанные выводы анализ деградации оледенения (рис. 47) на разных высотах. Очевидно, что увеличение площадей деградировавших участков оледенения при подъеме до уровня 3150–3200 м связан с ростом площади самих ледников. Однако, вместо монотонного снижения деградации выше отмеченного пика, связанного с уменьшением температуры на больших высотах, проявляется четкий главный максимум деградации оледенения на высоте 3350–3400 м. Фактически имело место сокращение не только и не столько ледниковых языков, а еще идет и деградация «сверху» – на поверхность выходят ригельные уступы, в зонах питания ледников деградируют снежно-фирновые поля. Все это свидетельствует о дефиците твердых осадков на высотах более 3200 м, где таяние незначительное, а края снежно-фирновых полей и участки ледников на крутых склонах сокращаются за счет снижения мощностей, вызванного дефицитом питания. Выше климатической снеговой границы 1995 г. (3600 м) деградация оледенения практически отсутствует. Это, вероятно, указывает на то, что зафиксированный ближайшими метеостанциями резкий подъем температуры в конце XX- начале XXI столетия значительно меньше проявляется в высокогорье.

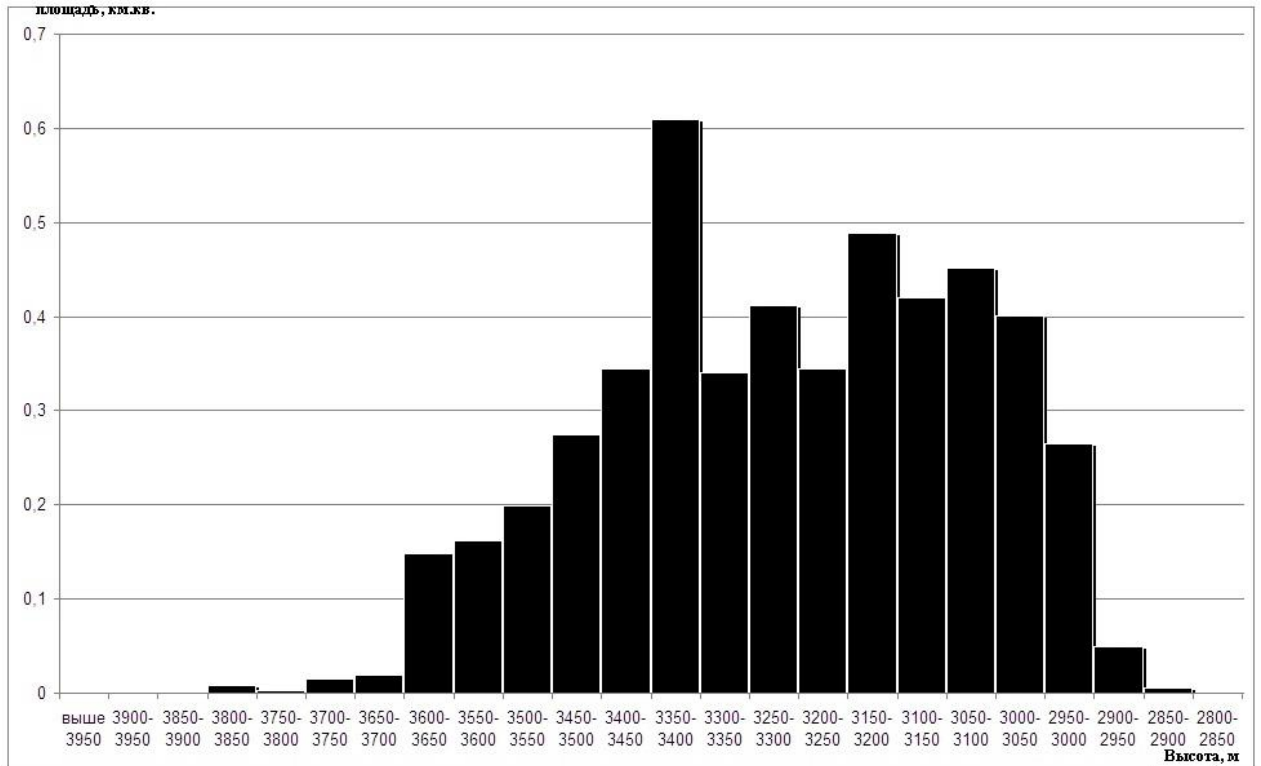


Рисунок 47. Деградация оледенения массива (км<sup>2</sup>) в разных высотных интервалах после 1995 г.

В период 1995-2010 гг. отмечалось увеличение скорости сокращения ледников, связанное с чрезвычайно неблагоприятными для оледенения климатическими условиями. Скорость уменьшения площадей ледников на этом этапе превышали скорости их сокращения в этапе сразу после максимума м.л.э. (табл. 19).

Таблица 19. Изменение скоростей деградации оледенения после максимума м.л.э.

Период, г.	Уменьшение площади оледенения, км <sup>2</sup> /год	Подъем фирновой границы, м/год
1820-1925	0,19	0,8
1925-1965	0,01	0,1
1965-1995	0,13	1,1
1995-2008	0,37	20,0

Однако уменьшение площадей или исчезновение некоторых ледников массива в последнее десятилетие не означает стаивание всей составляющей массы их льда. Объем гляциальных льдов не претерпел значительного сокращения, так как многие ледники превратились в многолетние снежники и каменные глетчеры. Поэтому происходящие в последнее время значительные изменения оледенения массива представляют собой лишь эволюцию ледников, т.е. их переход в разряд других образований. Более детально подобные

механизмы сокращения ледников рассмотрены в разделе, посвященном конкретным высокогорным ГК и их динамике.

Следует отметить, что резкое изменение климатических условий существования ледников и смена направленности их изменений в несколько лет позволяют говорить о недавно начавшемся новом периоде замедления деградации ледников, или об этапе, переходном к новому периоду стабилизации оледенения (2009-2013 гг.). По сравнению с периодом 1995-2008 гг. отмечается существенное увеличение снегонакопления в высокогорной части массива. Проведенная нами в 2010 г. снегосъемка до начала периода таяния в высотном интервале 3200-3970 м показала, что средняя мощность снежного покрова составляет 8-12 см и практически не меняется с высотой за исключением участков, где за счет схода лавин и метелевого переноса аккумуляция может достигать значительных величин. Учитывая, что плотность снега в момент проведения снегосъемки составляла  $300-400 \text{ кг/м}^3$ , можно утверждать, что в высокогорной части массива только в твердом виде выпадает не менее 300 мм осадков. Это в 2-3 раза больше, чем годовая сумма осадков в среднегорной части (Мугур-Аксы, 1830 м).

Увеличение снегонакопления сказалось, прежде всего, на состоянии небольших склоновых, присклоновых и каровых ледников, которые с начала 1990-х гг. резко деградировали и перешли в разряд многолетних снежников или полностью забронированных ледников. За счет метелевого переноса и лавинного питания эти гляциально-нивальные образования стали восстанавливаться, т.е. происходит увеличение их линейных размеров и мощности. На поверхности забронированных ледников образовались многолетние снежники, что привело к формированию многослойности в их вертикальной структуре.

Кардинальное изменение условий снегонакопления повлияло на высотное положение снеговой границы, к 2010-11 гг. восстановившейся на высотных рубежах 1994-1995 гг. Для примера можно привести ее положение в эти годы на каровом леднике Восточный Балыктыг (№3) – 3050 м и долинном леднике Толайты – 3150 м.

Рост заснеженности территории и снижение температуры были наиболее заметны в сезон абляции 2012-2013 гляциологического года, когда большинство ледников было полностью закрыто снегом, лишь к середине августа открылись языки наиболее крупных ледников. На 12.08.2013 фирновая граница для ледника Селиверстова отмечалась на высоте 3250–3300 м, Восточного Мугура – 3350 м, Правого Мугура – 3350 м, Левого Мугура – 3210 м, Западного Мугура – 3110 м. Высоко расположенные плосковершинные, склоновые и висячие ледники оставались полностью закрытыми снегом до конца периода абляции. Для сравнения в середине 1990-х годов высота фирновой границы на этих ледниках составляла 3450 м, 3350 м, 3300 м, 3250 м и 3175 м, соответственно, т.е. высота средней взвешенной границы питания была выше на 55 м. А в 2007-2008 гг. высота фирновой границы поднималась до среднего

уровня 3600 м. Таким образом, колебания положения фирновой границы всего за 5-6 лет превышают 300 м. Подобные колебания вызывают резкие изменения элементов ГК, во многом связанные с взаимными трансформациями ледников, снежников и каменно-ледяных образований (рис. 48).

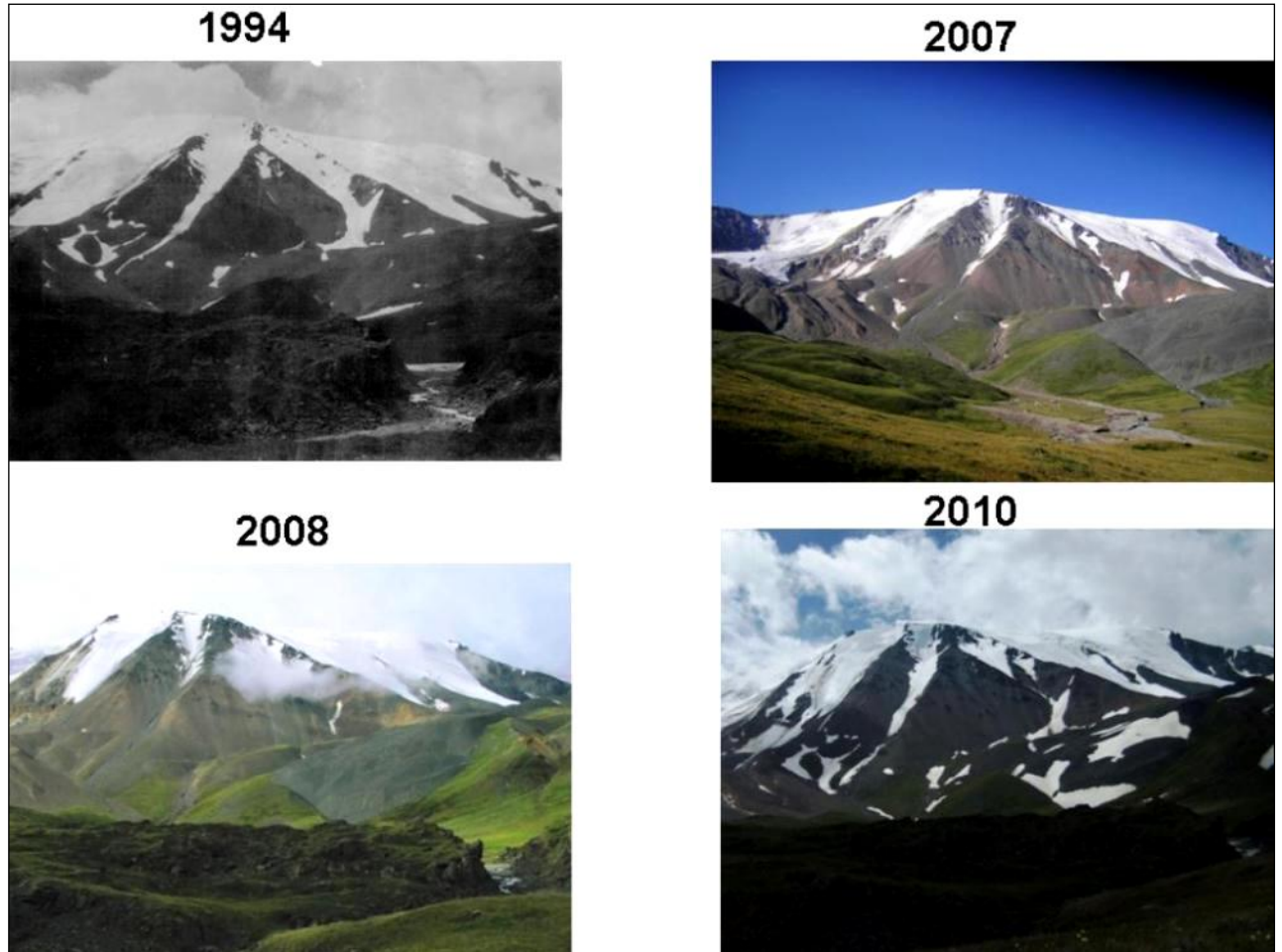


Рисунок 48. Динамика малых ледников и снежников на северо-восточном склоне массива (верховья дол. Правый Мугур).

#### 4.3.4. Каменно-ледяные образования

Разнообразные каменно-ледяные образования широко распространены на территории массива, преимущественно в высотном интервале 2600-3100 м. Автором выделяются следующие их виды:

1. срединные морены на современных ледниках;
2. забронированные каровые и присклоновые ледники;
3. поля мертвого забронированного льда, представляющие собой языки ледников, отрезанные ригельными уступами от основного тела ледника;
4. забронированные снежники и наледи;

5. боковые и фронтальные морены, преимущественно малой ледниковой эпохи, с ледяным ядром;
6. бывшие срединные морены ледников с ледяным ядром;
7. формы, переходные к от моренных комплексов к каменным глетчерам;
8. собственно каменные глетчеры.
9. предосыпные валы;
10. предосыпные террасы;

В формировании перечисленных образований за исключением двух последних, особенно на начальных этапах, основную роль играют ледники.

С точки зрения возраста можно говорить как минимум о трех группах погребенных ледниковых льдов. Первая составляет ледяное ядро морен исторической стадии и малой ледниковой эпохи. В последние годы прошлого века и первые несколько лет текущего столетия вскрытие погребенных льдов позволило оценить их долю относительно общего объема морен величиной 30-60%, а некоторые морены малой ледниковой эпохи имеют долю погребенных льдов свыше 80%.

Вторая группа погребенных льдов расположена между моренами малой ледниковой эпохи и современными ледниками (напр. в массиве Монгун-Тайга преимущественно на высотах 2850-2950). Она представлена треугольными в плане ледяными образованиями, высотой несколько метров, покрытыми тонкой (мощностью несколько десятков сантиметров) мореной. Края этих ледяных залежей маркированы водотоками, которые в настоящее время обнажают лед на глубину до 2-3 м, что связано с некоторым увеличением таяния ледников в последние десятилетия. Большая часть этих водотоков уходит в моренные толщи ниже по склону. Анализ аэрофотоснимков середины 1960-х показывает, что положение нижних концов этих образований совпадает с положением краев ледников на середину 1960-х, впоследствии эти участки ледников превратились в мертвый лед, частично вытаяли, но в основном были забронированы и сохранились.

Объекты третьей группы расположены в нескольких десятках метров выше или непосредственно примыкают к образованиям предыдущей группы. Это бывшие части ледников, которые резко потеряли связь с ледниками и превратились в мертвый лед в период 1995-2008 и несколько забронированных в этот же период малых каровых и присклоновых ледников. Образование объектов этой группы мы наблюдали непосредственно, в ходе наблюдений двух последних десятилетий, что позволило определить основные пути их формирования.

Таким образом, в настоящее время в массиве наблюдается своеобразная высотная поясность бронированных льдов гляциального происхождения.

Мы выявили несколько механизмов формирования погребенных льдов

Первый механизм наиболее характерен для долинных и карово-долинных ледников. Во время стадийных стабилизаций положения фронтов ледников в их краевых частях на поверхности накапливается моренный материал. В последующие теплые и малоснежные периоды идет таяние и снижение открытой поверхности ледника, забронированные края ледника практически сохраняют прежнюю мощность и постепенно теряют связь с ледником. В итоге формируются стадийные конечные и береговые морены с ледяным ядром. Наиболее ярко этот вариант представлен моренами малой ледниковой эпохи.

Второй механизм также характерен для долинных и карово-долинных ледников, которые имеют двухкамерное строение, т.е. состоят из сливающихся потоков льда, выходящих в долину из смежных цирков. Потоки разделяются срединными моренами. При неблагоприятных для оледенения климатических изменениях происходит вытаивание льда и снижение поверхности ледника на открытых участках, после чего срединная морена начинает значительно возвышаться над ними (что, например, отмечается на леднике Восточный Мугур, массив Монгун-Тайга, где еще в середине 1990-х поверхность ледника под срединной мореной превышала уровень открытой части всего на 0,5-1,5 м, а к настоящему моменту различия достигают 10-15 м). Водотоки, закладывающиеся по краю срединных морен, постепенно отсекают их от открытых участков ледника и по мере отступления последних они окончательно обособляются. Во многих случаях разделенные срединной мореной ледниковые потоки асимметричны и при бронировании краевой части более узкого из них она сливается со срединной мореной, ледниковый поток постепенно уходит под срединную морену, а последняя может смыкаться на этом фланге с боковой мореной (например, на леднике Правый Мугур, массив Монгун-Тайга).

Третий механизм характерен для ледников со ступенчатым продольным профилем – расположенные на вогнутых участках профиля языки бронируются поступающим сверху материалом, по мере уменьшения мощности льда обнажаются ригели, отсекающие нижележащие языки от основного тела ледника.

Четвертый механизм – полное бронирование малых каровых и присклоновых ледников за счет усиленного поступления на их поверхность осыпного материала при уменьшении заснеженности склонов.

Ключевую роль в формировании и сохранении погребенных льдов играют два фактора. Первый из них – деградация «консервирующих» потенциальные источники поступления осыпного материала ледников плоской вершины и склоновых ледников с одновременным уменьшением заснеженности склонов. Второй фактор – малое количество жидких осадков и

малое проявление водной эрозии, что предохраняет погребенные льды от размыва моренного чехла и вытаивания. Оба фактора усиливают свое воздействие в периоды аридизации климата.

Вероятно, с течением времени погребенные льды эволюционируют в каменные глетчеры, свидетельством чему разнообразные переходные формы каменно-ледяных образований. Например, поверхность мощных боковых моренных валов, оконтуривающих язык Селиверстова имеет микроформы рельефа, свидетельствующие о ее движении (поперечные трещины и валики, оползание блоков). В других случаях моренные образования принимают языковидную форму, характерную для каменного глетчера, формируют крутой фронтальный уступ, на их поверхности образуется система валов, рвов и трещин, параллельных контуру внешнего периметра языков (исток р. Толайты). Наконец, встречаются сложные комплексы, когда вложенные в морены молодые каменные глетчеры своими языками перекрывают моренные валы, как бы прорезая их. Последнее, например, можно наблюдать ниже современного ледника Левый Мугур. Непосредственно под ледником расположены участки бронированного мертвого льда, еще в 1990-е бывшего частью ледника, далее следуют участки забронированного льда, сформировавшиеся после середины 1960-х гг., постепенно переходящие в вытянутый вниз по склону каменно-ледяной поток, поверхность которого первоначально имеет немного вогнутую форму, затем прорезав конечно-моренный комплекс малой ледниковой эпохи, приобретает выпуклую форму с многочисленными поперечными трещинами и валами и заканчивается крутым фронтальным уступом, надвинутым на морену исторической стадии, а местами ее перекрывающим. В данном случае можно говорить о формировании каменного глетчера в результате длительной эволюции погребенных ледниковых льдов, причем современные ледники играют для него роль своеобразной зоны питания. Исходя из масштабов перекрытия данным каменным глетчером морен малой ледниковой эпохи, можно предположить среднюю скорость продвижения его фронта около 0,5-0,7 м/год.

Каменные глетчеры региона наиболее подробно изучены на территории массива Монгун-Тайга, где нами выделено и каталогизировано 19 каменных глетчеров суммарной площадью около 6 км<sup>2</sup> (табл. 88, Приложение). Каменные глетчеры массива Монгун-Тайга имеют преимущественно гляциальный генезис, т.е. это забронированные собственной мореной и осыпным материалом ледники. Основанием для такого утверждения служит их принадлежность к языковидному морфологическому типу (по А.Ф. Глазовскому, 1978), положение внутри каров, развитие на склонах подветренных экспозиций, характерное и для ледников, отсутствие выше по склонам крупных осыпей. В пределах массива в последнее десятилетие подобный процесс полного бронирования ледников был весьма широко представлен. Отметим, что о гляциальном генезисе каменных глетчеров на Алтае писал Л.Н.



Ивановский [69], относивший их также к позднеголоценовому возрасту (древние глетчеры к VI фазе оледенения Алтая, а молодые - к VII (малая ледниковая эпоха)).

Каменные глетчеры массива Монгун-Тайга преимущественно приурочены к высотам 2650-2900 м, развиваясь чаще всего на подветренных склонах восточных экспозиций. Средняя ширина языков примерно 250-300 м, высота лобовой части составляет, как правило, 20-30 м при крутизне до 30-35°. На поверхности каменных глетчеров массива в большинстве случаев прослеживаются поперечные трещины и валы, свидетельствующие об их активности. Также для них характерна поперечная ступенчатость, особенно на крутых участках. Так, по нашим наблюдениям, на каменном глетчере №8 (долина притока р. Толайты) на протяжении 1700 м его длины при перепаде высот более 200 м количество таких ступеней равно 20.

В последнее время на территории массива Монгун-Тайга нами обнаружено 15 предосыпных валов (табл. 76, Приложение) и 6 предосыпных террас (табл. 77, Приложение)).

По внешнему виду выделенные предосыпные валы (protalus ramparts) являют собой сложенные крупнообломочным материалом валы с крутым фронтальным уступом (нередко крутизной свыше 45°), преимущественно серповидной формы в плане, обращенные выпуклой стороной вниз по склону (рис. 49).



Рисунок 49. Предосыпной вал в верховьях р. Толайты



Как правило, наиболее крупный материал расположен вдоль гребня вала, нижняя часть валов может быть задернована. С тыловой части на уровне в несколько метров более низком, чем гребень вала часто располагается относительно плоская площадка, в некоторых случаях задернованная. Далее идет крутой склон трога, на котором часто развиты мощные осыпи, по всей видимости, участвующие в образовании вала и в некоторых случаях непосредственно причлняющиеся к нему.

При слиянии нескольких предосыпных валов формируются предосыпные террасы, подобные образования отмечены нами в западной части массива Монгун-Тайга. У предосыпных террас фронтальный уступ часто имеет неровный, фестончатый характер и вытянут параллельно тальвегу долины, т.е. движение материала осуществляется преимущественно вниз по склону долины, а не вниз по долине; они развиты на склонах северных экспозиций, при этом на противоположных склонах долин отсутствуют предосыпные формы и даже крупные осыпи; во многих случаях предосыпные террасы наложены сверху на троговые плечи или береговые морены.

На территории массива Монгун-Тайга с востока на запад с уменьшением высоты и увеличением возраста рельефа сперва появляются присклоновые валы, а далее они сменяются присклоновыми террасами. Вероятно, эта закономерность отражает последовательную эволюцию предосыпных образований, от появления первых единичных предосыпных валов до слияния их в предосыпные террасы. Возможно, конечным звеном подобной эволюции являются осыпные (присклоновые) каменные глетчеры, сформировавшиеся за счет движения материала предосыпных террас вниз по долине. Примером формирования подобного глетчера служит обнаруженная нами в верховьях р. Трубауш форма, переходная между предосыпными террасами и каменным глетчером.

**Динамика каменно-ледяных образований.** Динамика каменно-ледяных образований имеет несколько аспектов. Во-первых, это процессы их формирования, которые могут происходить сравнительно медленно (каменные глетчеры, предосыпные валы и террасы), а может происходить всего за 10–15 лет (образование забронированных ледников, полей мертвого льда, обособление срединных морен с ледяным ядром). В наибольшем масштабе этот процесс отмечался в нижней части ледника Левый Мугур, где основной ледниковый поток был отчленен от языковой части поперечным ригелем, а ледниковый поток, выходящий из кара, и язык ледника были полностью погребены под мореным материалом и потеряли движение. Площадь забронированной поверхности составила около 0,35 км<sup>2</sup>. Некоторые небольшие ледники в карах были в этот период полностью забронированы. Общая площадь льдов, забронированных в 1995–2008 гг. в массиве Монгун-Тайга составила по нашим оценкам, примерно 5,2% общей площади ледников массива на 1995 г., что одновременно составляет

около 27% общего изменения площади ледников в период 1995–2008 гг. Иногда образование каменно-ледяных форм происходит непосредственно на теле ледника задолго до его деградации. Это процесс формирования срединных морен на относительно крупных ледниках, что, например, имеет место на леднике Восточный Мугур, где мощная срединная морена предохраняет погребенный ей лед от вытаявания. В 1994–1995 гг. она находилась почти на одном уровне с открытой частью ледника, в 2011–2013 гг. различие в высоте достигало 5–10 м за счет таяния и уменьшения мощности открытого льда. В настоящее время правый (юго-восточный) ледниковый поток начинает уходить под данную морену, а она в нижней части начинает смыкаться с боковой мореной м.л.э. В перспективе нижняя часть срединной морены может стать отдельным от ледника объектом. Подобные древние срединные морены с ледяным ядром на месте деградировавших языков ледника встречаются в долине р. Правый Мугур.

Вероятно, процесс бронирования обратим. В 2009–2013 гг. многие забронированные ледники стали восстанавливать свою зону питания за счет аккумуляции снега над бронирующим моренным слоем.

Во-вторых, динамика каменно-ледяных образований проявляется через процессы движения фронтов каменных глетчеров. Вероятно, при повышении температуры в связи с потеплением погребенные льды становятся более пластичными и оплывают вниз по склону вместе с моренным чехлом. При этом часть льдов вытаявает, что приводит к увеличению глубины залегания льда и накоплению моренного материала на поверхности каменного глетчера. Не исключено, что периодическое скачкообразное отчленение от вышерасположенных ледников новых масс омертвевшего и забронированного льда обеспечивает относительно непрерывное питание каменного глетчера и его активность. По косвенным оценкам скорости движения двух активных каменных глетчеров, расположенных ниже долинных ледников Левый Мугур и Правый Мугур, составляют 0,5–0,7 м/год.

В-третьих, динамика каменно-ледяных образований проявляется через термокарстовые процессы. Активизация термокарста на моренах позднего голоцена и малой ледниковой эпохи была отмечена нами в конце 1990-х – начале 2000-х годов на фоне роста летних температур и некоторого снижения количества осадков [154]. В последнее десятилетие снижение среднегодовых температур привело к ослаблению термокарстовых процессов, однако на отдельных участках они идут весьма активно. Летом 2013 г. мы провели наблюдения за термокарстовыми процессами на морене малой ледниковой эпохи у края ледника Селиверстова, массив Монгун-Тайга. Были заложены репера у краев 6 термоцирков юго-западной экспозиции, на склоне морены, обращенном к леднику, на высоте примерно 3150 м. Относительная глубина днищ составляла 2–4 м, высота относительно поверхности ледника – 50–70 м, средняя крутизна склона морены – примерно 52°. Наблюдения проводились на протяжении трех пентад (2.07–

17.07). За это время скорости отступления стенок термоцирков постепенно возрастали от средней величины 7 см/день до 13 см/день, достигая в последней пентаде 33 см/день (табл. 20). Мы использовали для характеристики гидротермических условий периода наблюдений данные метеостанции Мугур-Аксы и измерения, проведенные нами в базовом лагере (высота 2770 м примерно в 3 км от места наблюдений).

Таблица 20. Отступление стенок термоцирков на морене малой ледниковой эпохи и края ледника Селиверстова летом 2013 г.

Параметры	Время измерения параметров		
	2.07–7.07	7.07–12.07	12.07–17.07
Отступление за пентаду стенок термоцирков, см:			
№1	10	10	80
№2	56	130	10
№3	90	Нет свед.	140
№4	87	85	165
№5	13	2	5
№6	10	55	60
Средняя скорость отступления за пентаду, см	35,2	56,4	64
Средняя дневная температура в базовом лагере, °С	12,1	10,8	15,0
Средняя суточная температура (ГМС Мугур-Аксы), °С	13,41	12,9	15,0
Суммарное количество осадков (ГМС Мугур-Аксы), мм	4,9	1,0	0,6
Максимальная сумма осадков за 12 ч (ГМС Мугур-Аксы), мм	2,0	1,0	0,6
Средняя общая облачность, %	50	40	40

Примечание. Номерами обозначены термоцирки.

Температура воздуха в течение периода наблюдений возрастала, но рост этот не был монотонным, во второй пентаде она была ниже, чем в первой. Тем не менее, колебания температуры не повлияли на нарастание скорости термокарстовых процессов. То же самое можно сказать об осадках, тем более, что доля осадков в жидкой фазе в рассматриваемый период была незначительна. Малая изменчивость условий облачности свидетельствует о малых колебаниях прихода солнечной радиации.

Вероятно, отмеченные особенности протекания термокарстовых процессов на участке наблюдения связаны с большой крутизной и нестабильностью склона морены, обращенного к леднику. Последнее вызвано тем, что интенсивно отступающий язык ледника больше не подпруживает на данном участке морену, а снижение его поверхности изменяет базис эрозии. Это вызывает осыпание моренного материала и обнажение ледяного ядра морены. Положительные температуры воздуха выступают катализатором этого процесса. Далее имеет место саморазвитие термокарста – протаивание ведет к оползанию все больших масс моренного материала, нестабильных изначально. Вероятно, интенсивные проявления термокарста будут иметь место на данном участке до выработки естественного профиля равновесия и выполаживания склона.

#### **4.3.5. Многолетние снежники массива Монгун-Тайга как элемент высокогорных ГК и их динамика**

Согласно определению В.М. Котлякова [80], под снежником понимается «всякое неподвижное скопление снега и льда, сохраняющееся на земной поверхности после стаивания окружающего снежного покрова» (с. 87). По времени и длительности существования выделяют три типа снежников: весенние, летние и снежники-перелетки. Последние, в свою очередь, подразделяются на перелетывающие (существующие не менее одного тёплого сезона) и многолетние (существуют неопределённо долго). Изучение многолетних снежников и их динамики актуально по ряду причин.

1. Снежники быстро реагируют на климатические изменения, представляя собой даже более чёткие их индикаторы, чем ледники. Высотный пояс развития многолетних снежников соответствует определённому сочетанию тепла и влаги, а его смещение вверх или вниз наглядно показывает направленность изменений климата.
2. Снежники – промежуточный этап между существованием сезонного снежного покрова и возникновением ледников. Это – своеобразные зародыши последних. Вместе с тем малые ледники могут трансформироваться в многолетние снежники, а те в свою очередь становятся летними и т.д. Следовательно, данные процессы – обратимы. Многие снежники непосредственно контактируют с современными ледниками и составляют с ними единый комплекс взаимосвязанных снежно-ледяных образований. В отдельных случаях переход ледников в снежники и наоборот происходит скачкообразно, что может вызывать быстрое изменение площади оледенения горного района. Отметим, что общая площадь снежно-ледовой поверхности (включая и снежники) при этом изменяется не столь значительно. Именно поэтому недостаточно качественный учёт снежников может значительно исказить реальный объём и площадь снежно-ледяных ресурсов территории.

3. Вместе с ледниками снежники служат источниками влаги и могут играть важную роль в формировании стока.
4. Существование снежников – результат не только определённого соотношения тепла и влаги, но и сочетания их с характером рельефа, поскольку снежники тяготеют к неровным, контрастным участкам, где отмечаются затенённость и повышенная концентрация твёрдых осадков.

Таким образом, расположение снежников можно считать закономерным, часто унаследованным от прежних, более холодных эпох, когда оледенение имело бóльшие масштабы, а его эрозионная и аккумулятивная деятельность увеличивали контрастность рельефа. В результате подобной деятельности ледников возникли такие формы рельефа, как моренные валы, термокарстовые котловины, каналы маргинального стока, ригельные уступы и т.д., к которым тяготеют снежники. Геоморфологические особенности локализации помогают при дешифрировании этих форм на аэрофото- и космических снимках, облегчая их выделение при палеогеографических построениях. Отметим, что снежники не только «приспосабливаются» к рельефу, но и сами активно его преобразовывают, усиливая его контрастность и формируя такие отрицательные формы рельефа, как нивальные ниши и нивальные кары.

Картирование и каталогизация многолетних снежников массива Монгун-Тайга по состоянию на середину 1960-х годов проводились на основе дешифрирования аэрофотоснимков от 10 июля 1966 г. с использованием топографической основы масштабов 1:25 000 и 1:50 000 и программы Mapinfo. Анализ полученных данных и сопоставление их с имеющимися наблюдениями показали, что материалы тех лет не только характеризуют снежность территории в период похолодания 1960-х годов, но и показывают состоянию многолетних снежников в отдельные, наиболее прохладные и снежные 1980–90-е годы. Состояние многолетних снежников в 1994–2013 гг. изучено автором на территории всего массива на основании непосредственных наблюдений. В составленных каталогах снежников учитывались площади снежников, их экспозиции, морфологический тип, высоты верхней и нижней точек.

**Морфологические разновидности снежников.** Разработанная автором классификация снежников массива Монгун-Тайга [37], в общем, близка классификацией В.П. Тырышканова [182]. Морфологические типы снежников сгруппированы по их положению в рельефе (относительно склона) (табл. 21). Особый вид снежников, существование которого выявлено в последние годы в массиве – снежники забронированных ледников, которые относятся к наиболее неустойчивым образованиям и могут эволюционировать как в фирновые пятна на поверхности ледников в случае возрождения ледника, так и в снежник моренного рельефа при вытаивании погребённых льдов.

Таблица 21. Виды снежников на территории массива Монгун-Тайга

Группа по морфологическим типам	Вид снежника	Местоположение и морфологические особенности	Причина образования
Водораздельные поверхности	Поверхностей выравнивания	Высоко расположенные участки с малыми уклонами	Малая абляция (низкие температуры)
	Пологих приводораздельных склонов	Малорасчленённые склоны средней и малой крутизны	Повышенная аккумуляция на подветренных склонах
	Пригребневые навешанные	Пригребневая часть подветренных склонов альпинотипных горных гребней	Повышенная аккумуляция, малая абляция (низкие температуры)
	Висячие	Крутые участки наиболее высоких склонов	Малая абляция (низкие температуры)
Подножия склонов и днища долин	Приледниковые	Под крутыми ледниковыми лбами, у краёв ледников, иногда без чёткой визуальной границы между снежником и ледником	Повышенная аккумуляция (метелевый перенос), малая абляция (охлаждающее влияние ледника)
	Погребённых льдов и забронированных ледников	На осыпном материале, бронирующем гляциальные льды	Малая абляция (охлаждающее влияние подстилающей поверхности), повышенная аккумуляция в местах бывшей зоны питания ледников

Группа по морфологическим типам	Вид снежника	Местоположение и морфологические особенности	Причина образования
	Современного моренного рельефа	Моренные комплексы малой ледниковой эпохи и более молодые осцилляционные валы	Повышенная аккумуляция, малая абляция (затенённое положение)
	Эрозионные	Прирусловые участки водотоков	Повышенная аккумуляция
	Приозёрные	Пониженные участки озёрных котловин	
	Присклоновые	Подножия крутых склонов	Повышенная аккумуляция (лавинное питание)
	Каровые	Днища каров	Повышенная аккумуляция, малая абляция (затенённое положение)
	Троговых долин	Межморенные понижения днищ долин	Повышенная аккумуляция

*Изменение пояса многолетних снежников в период с 1966 по 2008 гг.* К общим характеристикам пояса многолетних снежников массива Монгун-Тайга, отмечаемым на протяжении всего периода наблюдений, относятся:

1) преимущественное развитие на подветренных склонах восточных экспозиций, где их существование определяется повышенной концентрацией снега в результате метелевого переноса. Связанные с разными условиями существования различия в высоте нижней границы пояса снежников на противоположных склонах достигают 300–600 м;

2) малое развитие снежников лавинного питания, преобладание навейных форм, что обусловлено незначительным количеством выпадающего снега;

3) повышение нижней границы пояса снежников на территории массива в направлении с северо-запада на юго-восток, что объясняется сокращением количества осадков в этом направлении в связи с положением юго-восточной части массива в ветровой тени главной вершины массива.

В динамике снежников массива выделяются период с 1966 по 2008 г., когда имел место общий тренд к деградации снежников и подъёму нижней границы их распространения (рис. 50), и период после 2008 г., когда тенденция сменилась на противоположную.

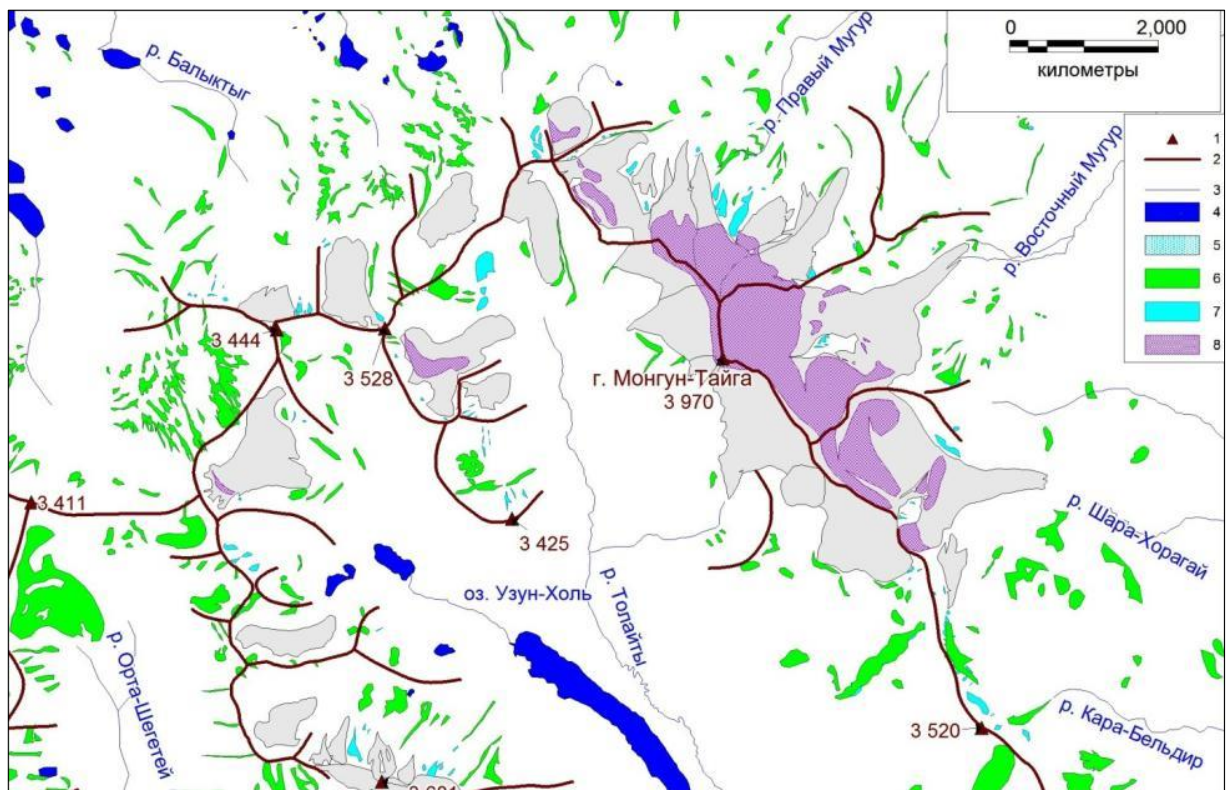


Рисунок 50. Изменение пояса многолетних снежников массива Монгун-Тайга в период с 1966 по 2008 гг.: 1 – горные вершины; 2 – горные гребни и водоразделы; 3 – реки; 4 – озера; 5 – ледники; 6 – снежники по состоянию на 1966 г.; 7 – снежники по состоянию на 2007–2008 гг.; 8 – снежно-фирновые пятна на ледниках по состоянию на сезоны абляции 2007–2008 гг.



За период 1966–2008 гг. *число снежников* на территории массива сократилось в четыре раза, а *суммарная площадь* – почти в 15 раз (до 1 км<sup>2</sup>). В то же время площадь оледенения за этот же период уменьшилась всего на 30% – с 29,03 до 20,27 км<sup>2</sup>, т.е. абсолютное сокращение площади ледников было меньше, чем площади снежников. При этом площадь снежников, унаследованная с середины 1960-х годов, составила менее половины их общей площади, т.е. собственно снежники с 1966 г. сократились примерно в 33 раза! Остальная площадь снежников 2007–2008 гг. приходится на образования, возникшие на месте деградировавших ледников.

Анализируя *экспозиционное распределение*, отметим, что деградация многолетних снежников в период 1966–2008 гг. в большей степени проявлялась на наветренных склонах, что привело к увеличению экспозиционной контрастности. Так, доля площади снежников подветренных северо-восточной, восточной и юго-восточной экспозиций выросла с 65 до 71%, а наветренных западных экспозиций сократилась с 12 до 5% (табл. 22).

Таблица 22. Изменение распределения многолетних снежников массива Монгун-Тайга по экспозициям в период 1966–2008 гг.

Экспозиция	Число и площадь снежников на 1966 г. (числитель) и на 2008 г. (знаменатель), % от суммарных величин	
	число	площадь
Северная	17/21	9/17
Северо-восточная	25/29	20/28
Восточная	19/17	23/7
Юго-восточная	13/16	22/36
Южная	8/9	9/7
Юго-западная	7/3	7/1
Западная	3/0	2/0
Северо-западная	8/5	8/4

*Высотный диапазон распространения снежников* сократился примерно на 300 м (с 1370 до 1850 м). Причина сокращения – подъем нижнего предела встречаемости снежников. Наиболее интенсивно нижняя граница пояса снежников отступала вверх в 2000–2008 гг. Наши наблюдения в 1994–2000 г на северо-восточном склоне массива Монгун-Тайга (бассейны рек Мугур и Шара-Хорагай) показали устойчивость положения нижней границы пояса многолетних снежников, которая в этот период соответствовала высоте 2700–2800 м, что примерно на 100 м выше, чем в середине 1960-х годов. В период 2000–2008 гг. нижняя граница пояса снежников

на северо-восточном склоне массива поднялась ещё на 150 м. В целом по массиву за 1966–2008 гг. подъём нижнего предела распространения снежников составил 250–300 м. К 2008 г. среднее положение нижней границы снежников было выше среднего положения концов ледников (рис. 51), поскольку снежники сохранились лишь на горных гребнях между ледниковыми потоками и высоко расположенными скальными выходами.

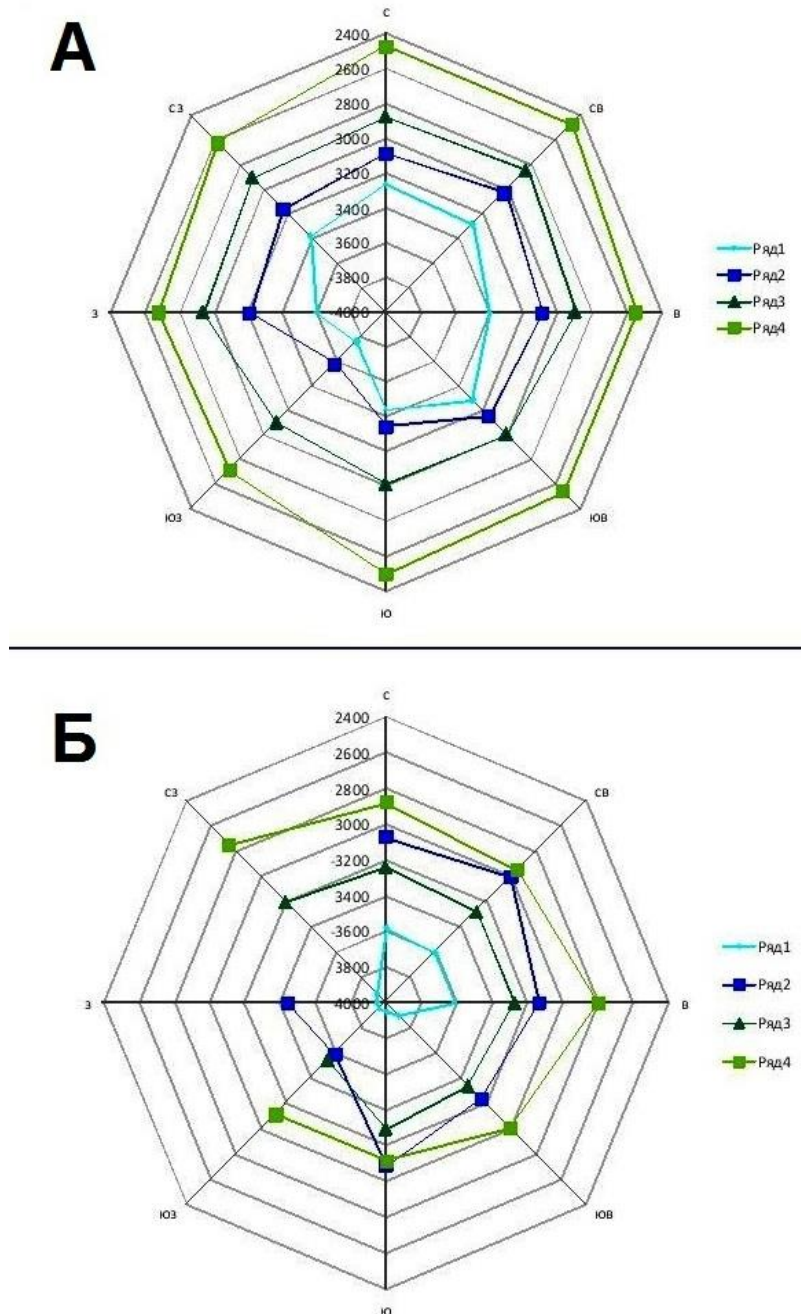


Рисунок 51. Положение высотных снеговых уровней на склонах разных экспозиций в 1966 г. (а) и 2007–2008 гг. (б): 1 – фирновая граница на ледниках; 2 – среднее положение концов ледников; 3 – среднее положение нижней границы снежников; 4 – минимальная высота встречаемости

снежников

Уменьшение снегонакопления в 1966–2008 гг. привело к значительному сокращению группы снежников подножий склонов и днищ долин (табл. 22), что свидетельствует о снижении лавинного питания. Некоторые типы снежников (приозерные, троговых долин, приледниковые) исчезли совсем. Наиболее благоприятные условия для сохранения снежников отмечались на относительно крутых подветренных склонах трогов, где за счёт концентрации снега метелевым переносом преобладали навейные формы снежников. Подобные *изменения морфологической структуры* снежников массива, на наш взгляд, свидетельствуют об аридизации климата. На иссушение климата указывает и общее увеличение контрастности экспозиционного распределения снежников, отмеченное ранее.

Таблица 22. Изменение распределения снежников массива Монгун-Тайга по морфологическим типам в период 1966–2008 гг.

Группа по морфологическим типам	Морфологический тип	Число и площадь снежников на 1966 г. (числитель) и на 2008 г. (знаменатель), % от суммарных величин	
		число	площадь
Водораздельные поверхности	Пологих приводораздельных склонов	19,9/18,5	24,6/35,6
	Поверхностей выравнивания	5,1/1	5,5/ < 1
<i>Сумма или среднее</i>		25/19,5	30,1/35,6
Крутые склоны троговых долин	Висячие	17,1/30	11,6/23,8
	Бровок плато	9,4/19	7,7/15,8
	Пригребневые	5,4/12	6,6/4
<i>Сумма или среднее</i>		31,9/61	25,9/44,6
Подножия склонов и днища долин	Эрозионные	3,4/3,5	3,3/3
	Моренного рельефа	13,4/5	5,8/3
	Приозерные	0,5/0	1,4/0
	Троговых долин	1/0	6,7/0
	Присклоновые	14,5/2	6,8/2
	Каровые	8,8/9	20/11,9
	Приледниковые	1,5/0	1,7/0
<i>Сумма или среднее</i>		43,1/19,5	44/19,8

**Новейшие тенденции изменения пояса многолетних снежников массива Монгун-Тайга.** После максимального за период наблюдений сокращения пояса снежников в 2008 г. в последующие три года (2009–2011 гг.) условия снегонакопления резко улучшились, что привело к восстановлению снежников на высотных уровнях, соответствующих середине – концу 1990-х годов. Это – промежуточное состояние между серединой 1960-х годов и 2007–2008 гг. Летние наблюдения 2011 г. показали, что выросли и площади, и число многолетних снежников (рис. 52). Так, в верховьях р. Мугур в 2008 г. сохранялось 13 снежников с суммарной площадью 0,05 км<sup>2</sup>; к 2011 г. их число возросло до 15, а площадь – до 0,11 км<sup>2</sup>. В бассейне р. Восточный Мугур число снежников с 10, общей площадью 0,03 км<sup>2</sup>, возросло до 38, площадью 0,1 км<sup>2</sup>. В бассейне р. Правый Мугур был 21 снежник, площадью 0,14 км<sup>2</sup>, а стало 43 снежника, площадью 0,32 км<sup>2</sup>. В бассейне р. Шара-Хорагай было четыре снежника, площадью 0,03 км<sup>2</sup>, стало 14 снежников, суммарной площадью 0,22 км<sup>2</sup>. Таким образом, можно говорить о 2-3-кратном увеличении числа и площадей снежников. Продолжение тренда к увеличению площади снежников было отмечено в 2013 г.

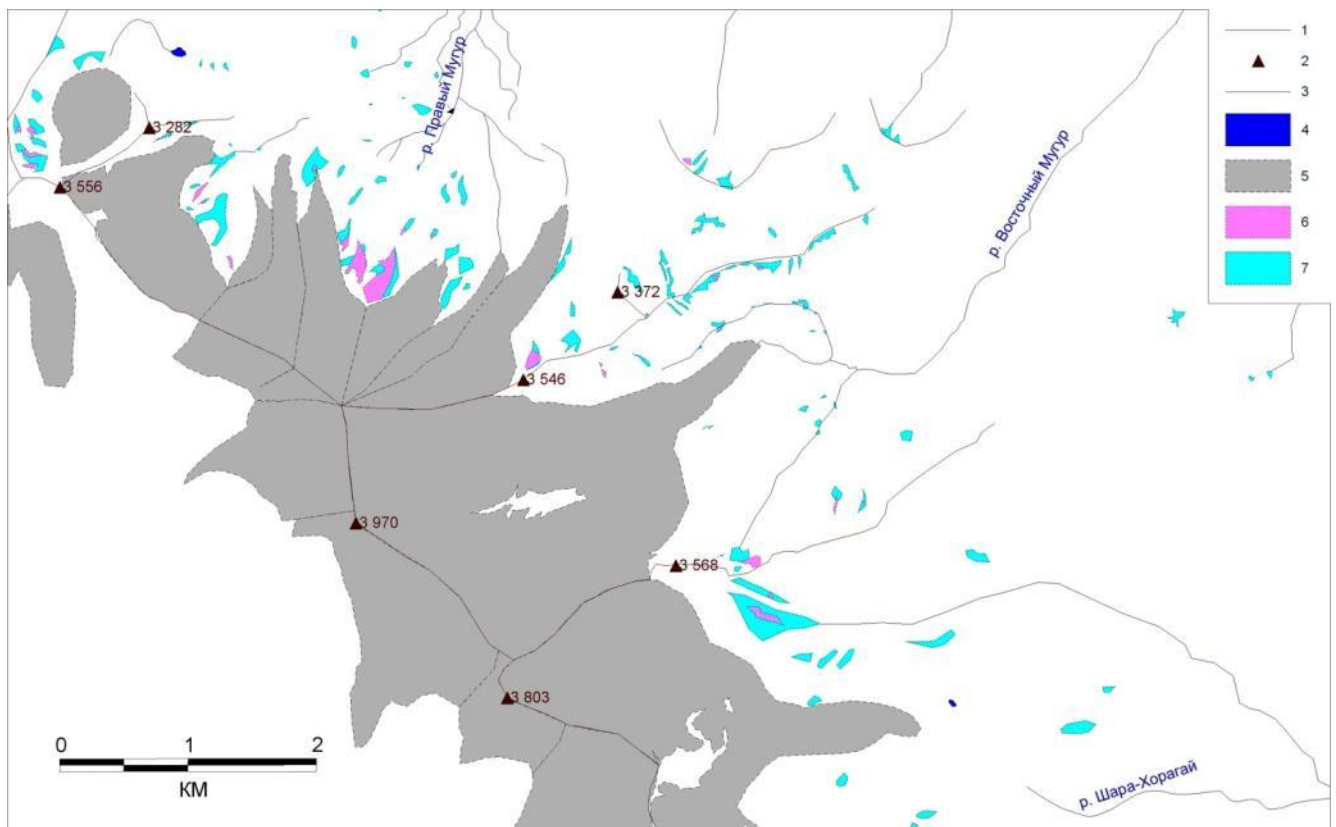


Рисунок 52. Изменение пояса многолетних снежников на северо-восточном склоне массива Монгун-Тайга в 2008-2011 гг.: 1 – снежники по состоянию на 2008 г.; 2 – снежники по состоянию на 2011 г.; остальные условные обозначения см. рис. 50

*Экспозиционное и высотное распределение снежников.* Распределение снежников по экспозициям стало более равномерным за счёт роста числа снежников на наветренных склонах, что указывает на рост количества твёрдых осадков. Нижняя граница пояса снежников за 2009–2011 гг. снизилась: в 2007–2008 гг. на северо-восточном склоне массива её высота составляла 2950–3050 м, а к 2011 г. она опустилась в среднем на 250 м и составила примерно 2700–2800 м; при этом единичные снежники встречались до высоты 2400 м.

*Морфология.* Возрождение многолетних снежников сопровождалось увеличением морфологического разнообразия их распределения. Если в 2007–2008 гг. сохранялись преимущественно снежники верхних частей склонов – висячие, бровок плато, пригребневые, то к лету 2011 г. выросло число снежников нижних частей и подножий склонов – каровых, присклоновых, моренного рельефа и эрозионных, что показывает на увеличение лавинной аккумуляции твёрдых осадков за счёт большего снегонакопления.

Наиболее значителен рост доли снежников, составляющих единый комплекс с современными ледниками территории и отражающих состояние малых ледников массива. К таким типам снежников относятся *приледниковые снежники*, а также *снежники погребённых льдов и забронированных ледников*. Возрождение и увеличение числа снежников этих типов можно расценивать как первый признак улучшения состояния малого оледенения. Приледниковые снежники примыкают к краевым частям ледников и питаются за счёт аккумуляции снега у крутых ледниковых лбов. Подобные снежники существуют в своеобразном симбиозе с ледниками. С одной стороны, последние не только поставляют снег, с большой долей вероятности не тающий на ледовой поверхности и впоследствии переметаемый, но и оказывают охлаждающее, а иногда затеняющее влияние на приледниковые снежники. С другой стороны, снежники этого типа изолируют концы ледников от солнечной радиации. Подобные снежники летом 2011 г. были достаточно распространены у края ледника Левый Мугур, закрывая его до конца сезона абляции и защищая, таким образом, от таяния. Выполаживание продольного профиля ледников на фоне уменьшения снегонакопления в период 1966–2008 гг. было неблагоприятно для сохранения такого типа снежников, однако в 2009–2011 гг. произошло их возрождение. В 2011 г. на северо-восточном склоне массива насчитывалось пять таких снежников общей площадью 0,05 км<sup>2</sup>.

Особая группа снежников, ранее не наблюдавшаяся, – снежники, формирующиеся на поверхности толщ бронируемого мёртвого льда. В 2009–2013 гг. мы наблюдали в пределах верхнего пояса забронированных льдов, образовавшихся совсем недавно, после 1995 г., появление снежников такого типа, которые можно рассматривать как зародыши фирновых пятен и зон аккумуляции возрождающихся малых ледников (Рисунок 53). Всего на северо-

восточном склоне массива образовались девять подобных снежников, общей площадью 0,09 км<sup>2</sup>.



Рисунок 53. Снежники погребенных льдов и забронированных ледников в бассейне р. Правый Мугур, 2013 г.

Вероятно, на фоне роста снегонакопления определённую роль в сохранении снежников этого типа в сезоны абляции играет охлаждающее влияние ледово-каменной подстилающей поверхности. Не исключено, что в условиях низкой динамической активности малые ледники массива периодически переживают периоды малой аккумуляции снега за счёт бронирования, что можно считать особой формой действия механизмов саморегуляции высокогорных геосистем, проявления их устойчивости. В последующем возрождении этих малых форм оледенения снежники играют важную роль. Отметим, что в сезон абляции 2013 г. снежники занимали уже всю поверхность забронированных льдов молодой генерации, демонстрируя общий тренд к развитию.

С помощью данных ГМС Мугур-Аксы, было выполнено сопоставление колебания высотного положения нижней границы пояса многолетних снежников северо-восточного склона массива с соответствующими изменениями метеопараметров, а также с колебаниями высоты фирновой границы на ледниках (табл. 24). Средние значения летней температуры и годового количества осадков определялись как средние величины за соответствующий год и

два предшествующих года, поскольку состояние снежника определяется не только условиями конкретного года, но и нескольких предыдущих лет.

Таблица 24. Сопоставление динамики высоты нижней границы пояса снежников, средней высоты фирновой границы на ледниках и климатических параметров

Год	Высота нижней границы пояса	Средняя высота фирновой границы	Средняя летняя температура, °С	Среднее годовое количество
1966	2640	3340	12,6	239*
2000	2750	3360	14,2	142
2008	2950	3550	14,1	94
2011	2720	3370	13,5	122

\*Приведено без осреднения из-за отсутствия данных за два предшествующих года.

Сравнение данных об изменении высоты нижней границы пояса многолетних снежников и фирновой границы на ледниках показывает, что размах вертикальных движений последней меньше, а время реакции на одинаковые климатические изменения больше. Так, к 2000 г. высотное положение снежников уже существенно изменилось, тогда как фирновая граница поднялась всего на 20 м. Дальнейшее сокращение количества осадков в 2000–2008 гг. привело не только к исчезновению большинства снежников массива, но и к тому, что бывшая единая зона питания ледников комплекса главной вершины превратилась в группу фирновых пятен, не всегда связанных друг с другом. Фактически, эти фирновые пятна – те же снежники, но на ледяной поверхности. Видимо, с охлаждающим влиянием ледниковой поверхности связана меньшая (на 100 м за весь период исследования) величина подъёма фирновой границы по сравнению с нижней границей снежников.

Отметим, что с 1966 по 2000 г. одновременное потепление на 1,6 °С и уменьшение осадков на 97 мм (величина, вероятнее всего завышена, поскольку 1966 г. был аномально влажным, а осреднение по предыдущим годам не проводилось) сказалось на подъёме пояса снежников и высоты фирновой границы в меньшей степени, чем наблюдалось при последовавшем в 2000–2008 гг. снижении осадков ещё на 48 мм при сохранении того же уровня летних температур. Вероятно, в последнем случае имело место преодоление порогового значения устойчивости данных объектов по количеству осадков. Это значение, по всей видимости, на уровне метеостанции Мугур-Аксы составляет около 100 мм что соответствует, согласно определённому нами ранее высотному среднему градиенту количества осадков примерно 7 мм/100м, количеству примерно 190 мм на уровне 3000 м. После перехода количества осадков через данное пороговое значение быстро деградировали как фирновые поля, так и многолетние снежники. Вероятно, это минимальное значение, обеспечивающее заполнение твёрдыми осадками отрицательных форм рельефа, к которым приурочены

многолетние снежники. Переходом этого порога в обратном направлении можно объяснить быстрое восстановление большинства многолетних снежников и фирновых полей в период 2008–2011 г. и опускание на 250 м нижней границы пояса снежников на северо-восточном склоне массива.

#### 4.3.6. Динамика высокогорных ГК массива Монгун-Тайга на примере полиморфного ГК главной вершины массива

Задача данного раздела главы- показать на конкретных примерах основные механизмы динамики ледникового ядра высокогорных ГК и взаимодействия ледников с прочими элементами этих ГК.

Полиморфный высокогорный ГК главной вершины массива представлен ядром в виде малоактивного ГК и окаймляющего его, преимущественно с севера и востока ГК активного и переходного типов (рис. 54). Все эти ГК связывают в настоящий момент, или связывали в позднем голоцене потоки льда, а также метелевый и лавинный перенос снега, направленные от центрального ГК к периферии.

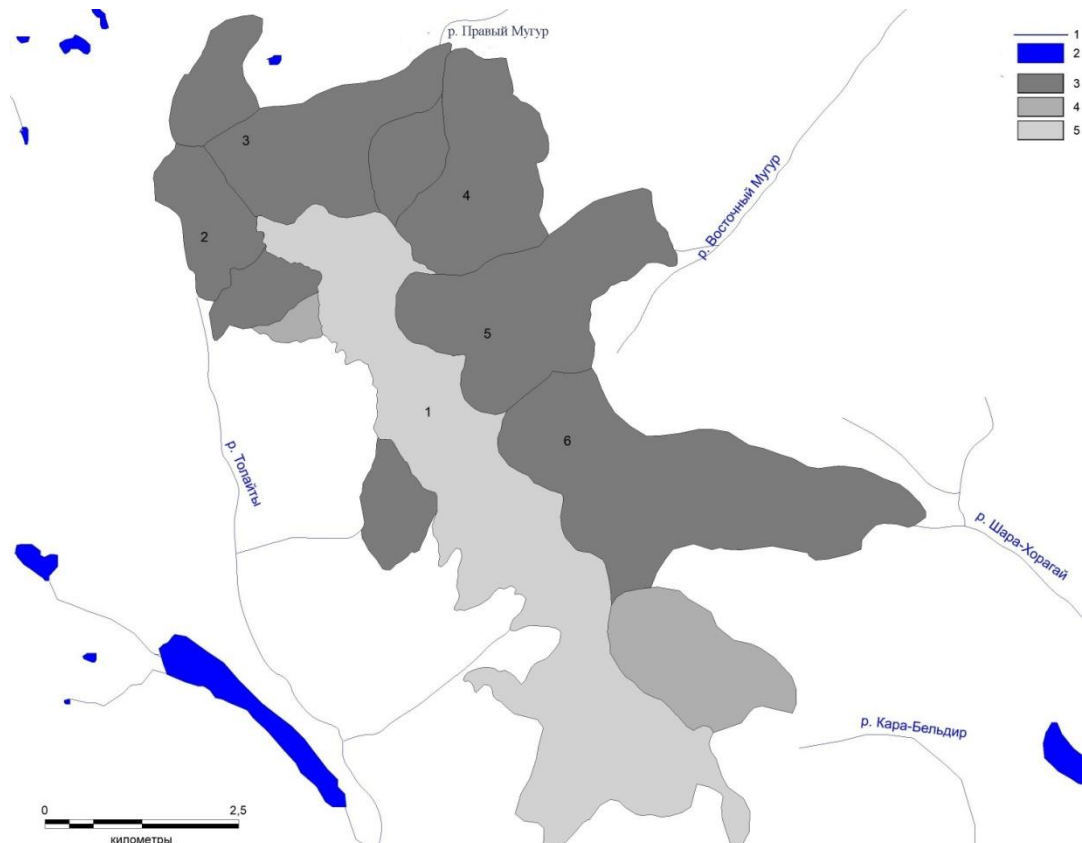


Рисунок 54. Структура полиморфного ГК главной вершины массива Монгун-Тайга. Условные обозначения: 1- реки, 2- озера, высокогорные ГК: 3- активного типа, 4- переходного типа, 5- малоактивного типа. Номерами указаны ГК в составе полиморфного ГК главной вершины Монгун-Тайга: 1- ГК малоактивного типа Монгун-Тайга, ГК активного типа: 2- Толайты, 3- Левый Мугур, 4- Правый Мугур, 5- Восточный Мугур, 6- Селиверстова (Шара-Хорагай).



Высокогорный ГК малоактивного типа (далее для удобства будем называть его ГК Монгун-Тайга), расположенный в центре полиморфного ГК, приурочен к поверхности выравнивания, имеющей в пределах ГК вид вытянутой с северо-запада на юго—восток полосы длиной около 10,5 км и шириной от 600 м в самой узкой части (около вершины массива) до примерно 3 км в южной части (рис. 55). С северо-востока и севера ГК ограничен цепью каров и цирков, занятых ледниками, с юго-запада- обрывистым склоном трога р. Толайты, высотой до 1 км.

Расширяясь по направлению к югу, этот платообразный участок снижается от высот 3700-3900 м на севере до 3300-3400 м на юге. Одновременно, в его пределах имеет место уклон по направлению с северо-востока на юго-запад.

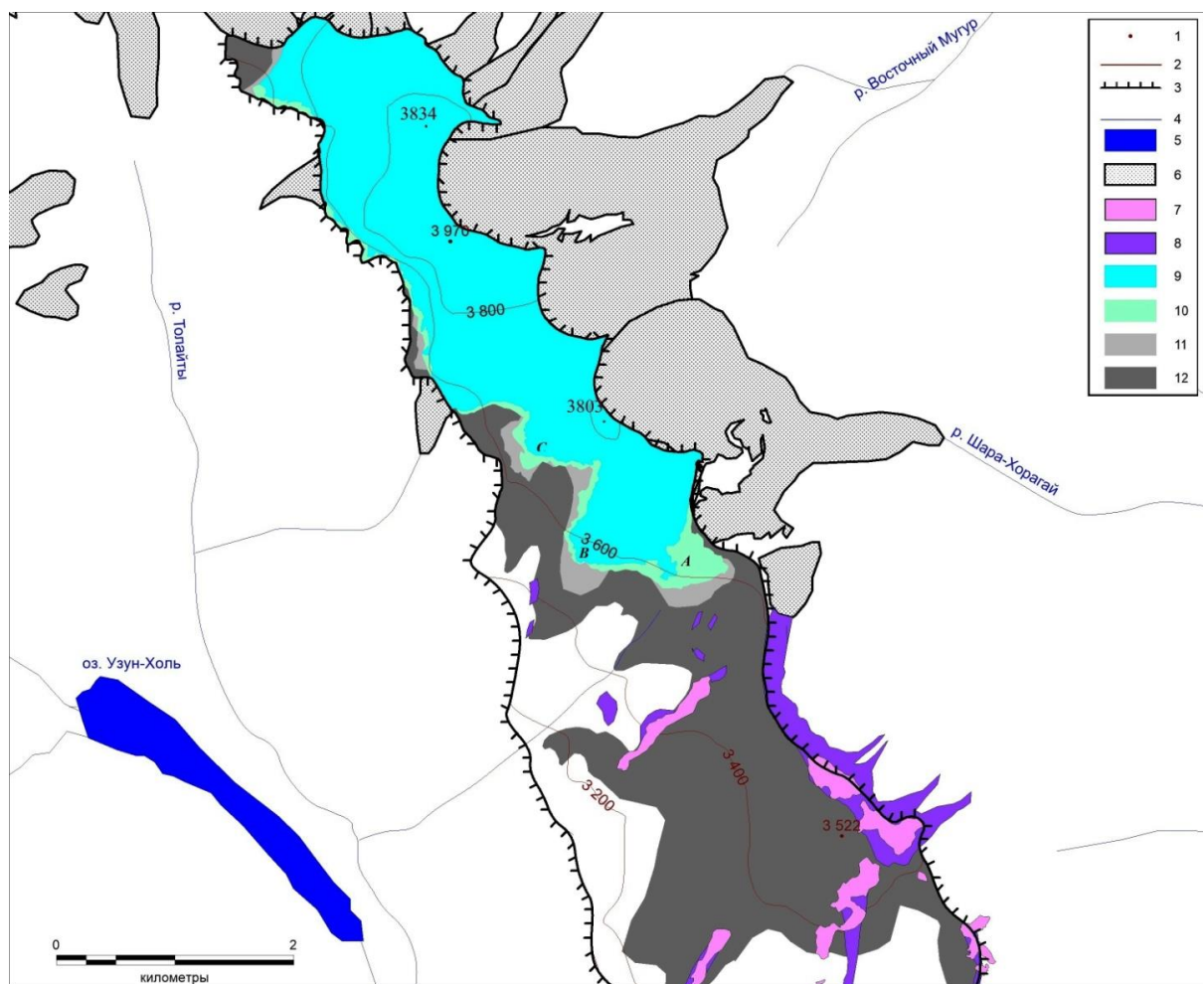


Рисунок 55. ГК Монгун-Тайга. Условные обозначения: 1- главная вершина массива, 2- изогипсы, 3- уступообразная граница поверхности выравнивания, 4- реки, 5- озера, 6- современные ледники за пределами ГК Монгун-Тайга, 7- многолетние снежники на 2011-2013 гг., 8- многолетние снежники на середину 1960-х; малоактивный ледник ГК Монгун-Тайга: 9- в 2013 г., 10- в 1995 г., 11- в 1966 г., 12- в период наибольшего в позднем голоцене развития (м.л.э. или историческая стадия). Латинскими буквами обозначены ледниковые лопасти.

Отмеченные геоморфологические особенности определяют некоторые особенности структуры и динамики данного ГК. Маломощный ледниковый панцирь, составляющий основу ледникового комплекса вершины Монгун-Тайга, покрывает три сопряженные куполовидные вершины: Кыргыз (3803,1 м), Монгун-Тайга (3970,5 м) и 3834,1 м и их пологие склоны. Границы ледникового ядра малоактивного ГК не вполне совпадают с границами ледников, выделенными нами по бассейновому принципу. Они включают в себя верхние участки зон питания ледников северо-восточного склона массива, поскольку эти участки сильно отличаются по степени концентрации снега, скоростям движению льда, энергии оледенения от основных частей этих ледников, расположенных в трогах и представляющих собой ледники активного типа. Такое проведение границ внутри единого ледникового комплекса, при котором приоритетом является морфология оледенения во многом является возвращением к схеме В.С. Ревякина (рис. 56), выделявшего единый куполовидный ледник Монгун-Тайга



Рисунок 56. Ледники массива Монгун-Тайга на схеме В.С. Ревякина [136]. Условные обозначения: 1- ледники, 2- реки и озера, 3- горные гребни, 4- ледоразделы, 5- вершины.

С запада, севера и северо-востока малоактивный ледник Монгун-Тайга ограничен обрывистыми склонами, поскольку здесь его периметр находится на больших высотах, положение этих его границ стабильно, а потоки льда двумя выводными ледниками переходного типа стекают на запад в долину р. Толайты. На юге и юго-западе ГК с купола Кыргыз лед спускается тремя лопастями (А, В, С), не выходящими за пределы выровненной поверхности. В периоды похолоданий в позднем голоцене к юго-востоку существовал еще один ледниковый купол, приуроченный к вершине 3522 м, соединявшийся с главным ледником. Остатками этого ледника являются в настоящее время крупные многолетние снежники.

Реконструированный с максимума м.л.э. подъем края ледника составил в среднем около 250-300 м. Поскольку для малоактивных ледников в силу их низкой энергии оледенения и низких скоростей движения граница питания мало отличается по высоте от нижней границы ледника, можно принять подобные цифры и для депрессии границы питания. Отметим, что при низкой степени концентрации снега (коэффициент концентрации по расчетам для разных лопастей в пределах 0,2-1,3) подобные ледники в большей степени чувствительны к изменениям температуры. Также отметим, что при малой мощности ледника и его визуальном тонком крае (рис. 19) он должен быстро реагировать на климатические изменения.

Подтверждением этому предположению служит ускорение в последние 12 лет скорости отступления ледниковой лопасти А купола Кыргыз. В период 1965-2000 гг. средняя скорость отступления была 5,4 м/год, в 2000-2012 гг. она возросла до примерно 36 м/год. В результате лопасть почти полностью деградировала, исчезла связь между малоактивным ледником и ледниковым потоком южного цирка ледника Селиверстова.

В 2000-2012 г. сокращение малоактивного ледника Монгун-Тайга проходило на фоне негативного баланса массы, в отдельные годы (2000-2001, 2006-2007, 2007-2008) проявлявшегося во всех высотных диапазонах. Так на вершине г. Монгун-Тайга измеренный по рейкам баланс массы льда с августа 2000 г. по февраль 2001 г. составил –8 см, а за следующий период до конца августа 2001 г. — –10 см. Таким образом, за один год купол Монгун-Тайги потерял 18 см слоя своего ледового покрова. Его мощность там, судя по скальным выходам на западном склоне в сторону долины р. Толайты, можно оценить не более, чем в 12—15 м. Линейная экстраполяция в будущее современной тенденции предоставляет ледяному панцирю вершины всего 60—70 лет существования. Кстати, еще в начале 1990-х гг. лед на вершине Монгун-Тайги накапливался, что фиксировалось по оставленному на вершине альпинистами снаряжению, хотя общий баланс массы ледниковой системы и тогда уже был отрицательным, и языки ледников отступали постоянно, за исключением лет, когда к их краям примерзали наледи или снежники.

**Динамика высокогорных ГК активного типа.** Сокращение площадей ледников активного типа высокогорных ГК в составе полиморфного комплекса главной вершины массива хорошо согласуется с особенностями рельефа массива – ступенчатостью, подчеркнутой наличием ярусов цирков на высотах 2700–2800 м, 3000–3100 м, около 3200–3300 м и 3600–3700 м [35] (рис. 14), морфологией нижних краев ледников, которые могут обуславливать разную концентрацию снега, и мощностью самих ледников. Как уже отмечалось, наибольшее сокращение ледников отмечается на высоте 3350–3400 м. Основная геоморфологическая предпосылка данного факта – расположение в этом диапазоне высот крутых стенок цирков яруса с высотой днищ 3200–3000 м. Сейчас эти стенки, а также расположенные между соседними цирками скальные выступы на том же уровне теряют свой ледяной панцирь. Следует также отметить, что именно в высотном интервале 3300–3400 м уклоны в массиве достигают наибольших значений, что также неблагоприятно для сохранения здесь толщ льда и аккумуляции фирна.

Ступенчатость рельефа во многом определяет условия снегонакопления и формирования зон питания ледников. В малоснежные годы, характерные для первого десятилетия XXI века, зона питания крупных ледников распадалась на несколько обособленных высотных ярусов или даже отдельных пятен снега. Эта указывает на возможность будущего поперечного расчленения ледникового комплекса главной вершины ригельными уступами на несколько ярусов небольших ледников, приуроченных к карам и циркам на разных высотных уровнях.

В еще большей степени, чем изменений площадей ледников, динамика их языков определяется геоморфологическими особенностями территории. При рассмотрении всего массива данных по отступанию долинных ледников (табл. 25) наблюдается большое разнообразие их отклика на климатические изменения. Закономерные связи отступления ледников с климатическими изменениями выделить трудно, отчасти из-за больших временных интервалов между измерениями положений их языков, особенно в 1960-е–1980-е гг. При сохранении общего тренда к отступанию, изменения скоростей отступления фронтов часто разнонаправлены. Основной причиной этого являются различия в высотном положении ледников, форме и экспозиции вмещающей ледник долине, уклонах ложа ледника, положения подледных ригелей, приводящие к разным мощностям льда в языковой части, разным скоростям движения, разной степенью забронированности моренным материалом. Можно отметить лишь некоторое снижение скоростей отступления ледников в начале 1980-х годов, что сопоставимо с отмеченным в это время похолоданием и ростом количества осадков. Вторая общая особенность – замедление отступления ледников после 2007 г. тоже увязывается с похолоданием и увлажнением в последние годы, а также с синхронным выходом концов ледников массива Монгун-Тайга на более крутые участки.

Таблица 25. Динамика долинных ледников массива Монгун-Тайга

Ледник	Период, годы	Скорость, м/год
Толайты	1952–1966	2,1
	1966–1995	1,1
	1995–2007	6,9
	2007–2008	1,0
	2008–2010	1,5
	2010–2013	0
Восточный Мугур	1952–1961	4,2
	1961–1966	2,4
	1966–1981	6,5
	1981–1986	5,0
	1986–1995	8,7
	1995–1999	5,6
	1999–2001	0,75
	2001–2007	2,25
	2007–2011	8,5
	2011–2013	0
Селиверстова	1952–1961	6,7
	1961–1966	5,2
	1966–1981	13,4
	1981–1986	12,8
	1986–1995	19,0
	1995–1999	35,3
	1999–2001	21,5
	2001–2003	33,5
	2003–2007	26,3
	2007–2011	8,3
	2011–2013	3,0
Правый Мугур	1966–1999	4,9
	1999–2000	5,7
	2000–2001	8,5
	2001–2003	2,4
	2003–2007	2,9
	2007–2008	6,0
	2008–2010	3,7
	2010–2013	1,5

**ГК Толайты.** Долинный ледник Толайты, составляющий основу данного ГК не связан непосредственно с ледниками главной вершины массива, однако получает питание опосредованно с северной периферии ледникового комплекса (рис. 57). При средней крутизне

склонов долины более  $40^\circ$  превышение верхних частей склонов над поверхностью ледника достигает 700–800 м, что обеспечивает, несмотря на южную экспозицию большую степень затененности поверхности ледника, и повышенную аккумуляцию снега на его поверхности за счет лавинной деятельности.

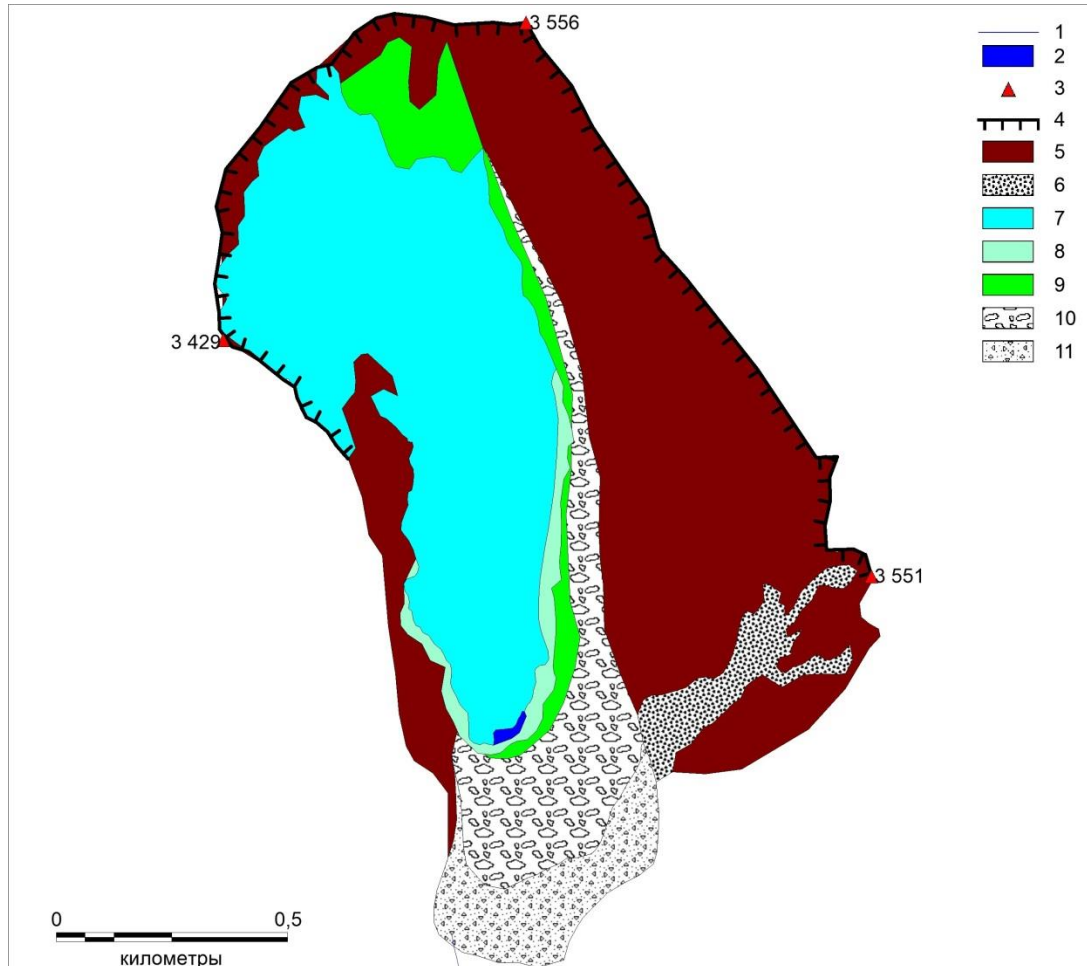


Рисунок 57. ГК Толайты. Условные обозначения: 1- реки, 2- озера, 3- вершины, 4- горные гребни, 5- скалы, 6- крупные осыпи, 7- положение ледника в 2013 г, 8- положение ледника в 1966 г, 9- положение ледника в 1995 г, 10- морена м.л.э, 11- морена исторической стадии.

Край ледника Толайты расположен относительно высоко (3075 м). Благодаря этим особенностям скорости отступления ледника не превышают 7 м/год, в период 1966–1995 г. средняя скорость отступления составляла всего 1 м/год, что говорит о возможности его стационарирования в наиболее благоприятные с точки зрения баланса массы годы. Соответственно, ледник до сих пор примыкает к моренному комплексу малой ледниковой эпохи, только у нижней точки ледника их разделяет маленькое (около 25 м радиусом) приледниковое озеро. Таким образом, ледник Толайты все еще находится в начальной фазе отступления от морен малой ледниковой эпохи, когда проявляется эффект подпруживания ледника ригелем, лежащим в основании этих морен. Таким образом, геоморфологические особенности данного ГК определяют стабильность состояния его ледникового ядра.

**ГК Левый Мугур.** ГК северо-восточного склона массива отличаются большим разнообразием механизмов динамики ледников. В историческую стадию голоцена и в малую ледниковую эпоху современные ледники №№5-8 были частью единого долинного ледника Левый Мугур, составляющего ядро одновременного ГК (рис. 58).

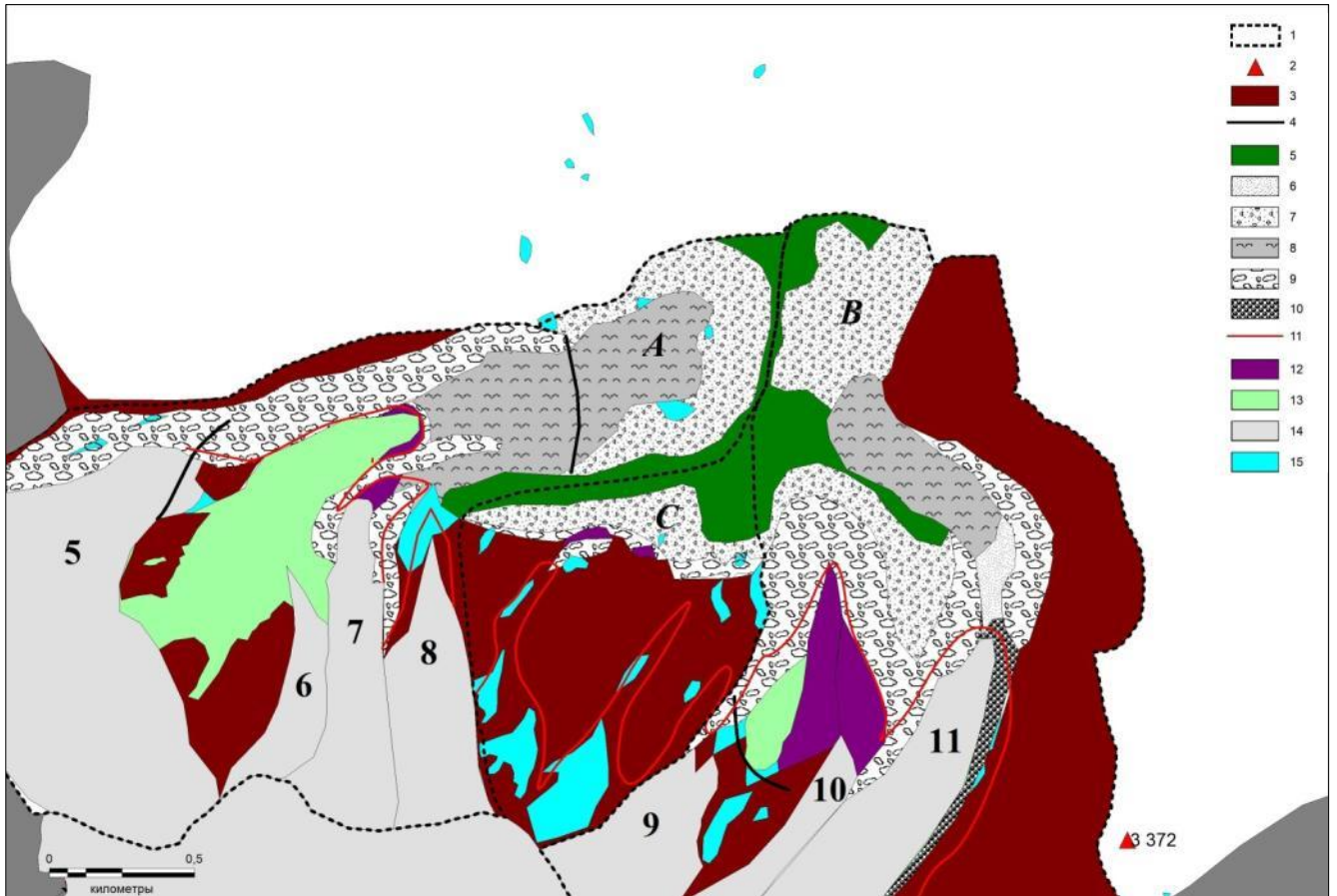


Рисунок 58. ГК Левый Мугур (А), ГК Правый Мугур (В), ГК Правоцентральный Мугур (С).  
Условные обозначения: 1- границы комплексов, 2- вершины, 3- скалистые обрывистые склоны, 4- ригели, 5- межморенные понижения и участки размыва морены, 6- зандр, 7- морены исторической стадии, 8- каменные глетчеры, 9- морены м.л.э., 10- бывшая срединная морена, 11- границы ледников на 1966 г., 12- участки льда, забронированного в интервале 1966-1995 гг., 13- участки льда, забронированного в интервале 1995-2008 гг., 14- современные ледники, 15- современные многолетние снежники.

К середине 1960-х гг. произошло обособление ледников № 7 и №8 от основного долинного ледника, отступившего более чем на 0,5 км от своего положения в максимум м.л.э.. В период 1966-1999 гг., позиция краев ледников мало изменилась. Для ледников №7 и №8 это связано с большой крутизной их поверхностей и высокой динамической активностью. Долинный ледник мало отступил благодаря уменьшению таяния за счет усиленного бронирования его языка. Однако в период 1999-2011 гг. его отступление составило примерно 650 м. В данном случае имело место не линейное отступление ледника, а бронирование его



языка и южного ледникового потока из низко расположенного кара с одновременным сокращением мощности открытой части ледника, что привело к их отсоединению от основного тела ледника по ригелю. Фактически, ледник избавился от своей динамически малоактивной и низко расположенной части, за счет чего образовался новый край ледника, приуроченный к крутому скалистому перегибу продольного профиля долины, а также от поля забронированного льда обособился небольшой активный поток льда на стыке с ледником № 7 (современный ледник №6). Таким образом, имело место скачкообразное сокращение ледника, подобный характер его динамики связан со ступенчатостью рельефа.

Ледник № 7 в период после 1999 г. отступал со средней скоростью 2-3 м год. Ледник № 8 в этот же период, как и ледник Левый Мугур, также испытал скачкообразное отчленение краевых участков, но характер этого процесса был несколько иным. Проявилось два механизма деградации: первый был связан с ускорением бронирования края ледника и, как следствие этого, с уменьшением их таяния с последующим отсеканием водотоками нижней части и образованием полей забронированного мертвого льда. Второй механизм обусловлен отсеканием водными потоками малоактивных с точки зрения движения фирновых пятен.

Вероятно, ледники являются своеобразной зоной питания активного каменного глетчера (рис. 59). Непосредственно под ледниками можно наблюдать участки забронированного льда, еще в 1990-е бывшего частью ледника, общей площадью около  $0,35 \text{ км}^2$ , далее следуют участки забронированного льда, сформировавшиеся после середины 1960-х гг., постепенно переходящие в вытянутый вниз по склону каменно-ледяной поток, поверхность которого первоначально имеет немного вогнутую форму, затем прорезав конечно-моренный комплекс малой ледниковой эпохи, приобретает выпуклую форму с многочисленными поперечными трещинами и валами и заканчивается крутым фронтальным уступом, надвинутым на морену исторической стадии, а местами ее перекрывающим. В данном случае можно говорить о формировании каменного глетчера в результате длительной эволюции погребенных ледниковых льдов, причем современные ледники играют для него роль своеобразной зоны питания. Об активности каменно глетчера свидетельствуют поперечные трещины на поверхности, крутизна и отсутствие промоин на фронтальном уступе, обилие упавших с него валунов, его неустойчивость и незадернованность. Исходя из масштабов перекрытия данным каменным глетчером морен малой ледниковой эпохи, можно предположить среднюю скорость продвижения его фронта около  $0,5-0,7 \text{ м/год}$ .





Рисунок 59. Перекрывающий морену м.л.э. каменный глетчер, надвигающейся на морену «исторической» стадии (фото К.В. Чистякова).

У расположенного восточнее ГК Правый Мугур (В на рисунке) наблюдается значительное сходство механизмов современной динамики ледников. Так ледники №9 и №10 в историческую стадию и м.л.э. были частями единого ледника, создавшего мощный конечно-моренный комплекс с фронтальным уступом высотой около 60 м. Еще в середине 1960-х ледник достигал внутреннего края этого моренного комплекса. В период 1966-1995 произошло разделение ледника на две составляющих, сопровождавшееся отчленением языковой части площадью около 0,13 км<sup>2</sup>. Образовавшиеся массивы погребенного льда, вскрытые местами водотоками отчетливо видны в настоящее время, причем наиболее крупный, треугольный в

плане участок представляет собой бывшую срединную морену прежнего единого ледника (рис. 60). Отчленение отмеченных участков мертвого льда от активных участков ледника произошло благодаря деятельности водотоков (т.н. так же, как в случае ледника №8). В интервале времени 1995-2007 г. произошло образование нового участка забронированных мертвых льдов площадью около 0,05 км<sup>2</sup> на месте языка ледника №9 в 1995 году. В данном случае механизм отчленения был аналогичен отмеченному на леднике Левый Мугур- разделение ледника произошло по ригелю, поперечному направлению движения ледника.



Рисунок 60. ГК Правый Мугур. Забронированные льды ниже ледников №9 и №10. 1- участок ледника №9, забронированный после 1995, 2- участки ледников, забронированные в интервале 1966-1995, 3- бывшая срединная морена ледника 1966 г

Восточнее к описанным моренным образованиям непосредственно примыкают морены долинного ледника Правый Мугур (рис. 61). В историческую стадию этот ледник выдвигался почти на 2 км вниз по долине и упирался в ригель на высоте около 2700 м, свидетельством чему служит сильно размытый моренный комплекс. На последующих этапах эволюции ледника имели место процессы его интенсивного бронирования и образования мертвого льда, что привело к формированию каменного глетчера, перекрывающего морены м.л.э. и надвинутого на морены исторической стадии. Аналогия с каменным глетчером ГК Левый Мугур не является



полной, поскольку от ледника данный глетчер отделен зандром. Вероятно, в последние несколько десятилетий образование погребенных льдов здесь не происходило, равно как и питание каменного глетчера, на некоторых участках уже потерявшего активность и частично задернованного.



Рисунок 61. Ледник Правый Мугур, 2013 г.

Наличие зандра является свидетельством происходившего в прошлом увеличение скорости отступления ледника до значений порядка 30 м/год. В настоящее время имеет место простое линейное отступление ледника со скоростями, варьирующим в пределах от 1,5 до 8 м/год, в зависимости от термических условий сезонов абляции конкретного года. Ледник имеет наибольший среди долинных ледников массива уклон поверхности ( $27^\circ$ ), что обуславливает его высокую динамическую активность, и, как результат относительно большую мощностью краевой части. Последнее до недавнего прошлого было также связано с подпруживанием ледника, упиравшегося в крутой разворот долины. Помимо повышенной мощности льда и высокой динамической активности низкие скорости отступления ледника также связаны с его выгодным с точки зрения баланса массы положением на дне глубокого трога с обрывистыми бортами, открытого в северо-западную сторону, обеспечивающего как затененность, так и повышенную аккумуляцию снега и бронирующего материала.

Современные процессы бронирования поверхности ледника в основном связаны со срединной мореной. Разделяемые ей ледниковые потоки асимметричны- более узкий прижат к

крутому борту трога и в последние 20 лет интенсивно бронируется, что приводит к расширению массива погребенного льда. Фактически, восточный поток ледника уходит под срединную морену. При малой скорости снижения открытой поверхности ледника высота срединной морены существенно различается с ней только у его края.

Современная динамика ГК Правый Мугур проявляется также в современных термоэрозионных и термокарстовых процессах на моренах м.л.э. и последующих осцилляциях. При этом происходит обнажения включений органики в ледяных ядрах морен. Так, начиная с 1995 г. нами неоднократно были обнаружены ископаемые стволы деревьев *Larix Sibirica* вытаивающих вдоль всего внутреннего края западной береговой морены м.л.э. ниже ледников 9-10 из морены на крутом склоне на высотах 2900-3000 м, на 700 м выше современной верхней границы леса [192]. Радиоуглеродный возраст образцов, полученных в 1999-2002 гг. составил от 49 до 58 тысяч лет.

Превосходная сохранность древесины не оставляет сомнений в том, что весь период, прошедший со времени гибели деревьев, они были погребены подо льдом, а тот факт, что они не были снесены вниз ледником говорит о малой интенсивности экзарации на территории массива. Вероятно, некоторые пласты погребенного льда в высокогорной части массива могут иметь возраст, не меньший, чем обнаруженная древесина. Если включение стволов в тело ледника произошло позже, невозможно объяснить, почему они не были до этого снесены вниз активными склоновыми процессами (как и происходило после их вытаивания) и почему они не были повреждены или деформированы.

Между ГК Левый Мугур и ГК Правый Мугур расположен еще один небольшой ГК. Для висячих и склоновых ледников этого комплекса (С на рисунке), существовавших еще в 1990-е, проявился еще один вариант деградации оледенения – переход малых склоновых ледников в состояние многолетних снежников.

**ГК Восточный Мугур.** В еще большей степени эффект подпруживания ледника, упирающегося в разворот долины, проявился в ГК Восточный Мугур, где морены исторической стадии и м.л.э. приближены к современному леднику (рис. 62). Процессы бронирования краевых частей ледника привело здесь, как и на других ледниках массива, к формированию морен м.л.э. с ледяными ядрами, но большая крутизна склона, на котором залегает фронтальная морена м.л.э. способствовала ее интенсивному размыву и уничтожению ледяного ядра морены. Соответственно, в настоящее время ледяное ядро сохранилось лишь в боковых моренах, где наблюдаются термокарстовые явления. Деградация ледника после максимума м.л.э. имела характер линейного колебания с общим трендом к отступанию, без формирования существенного количества мертвых забронированных льдов.

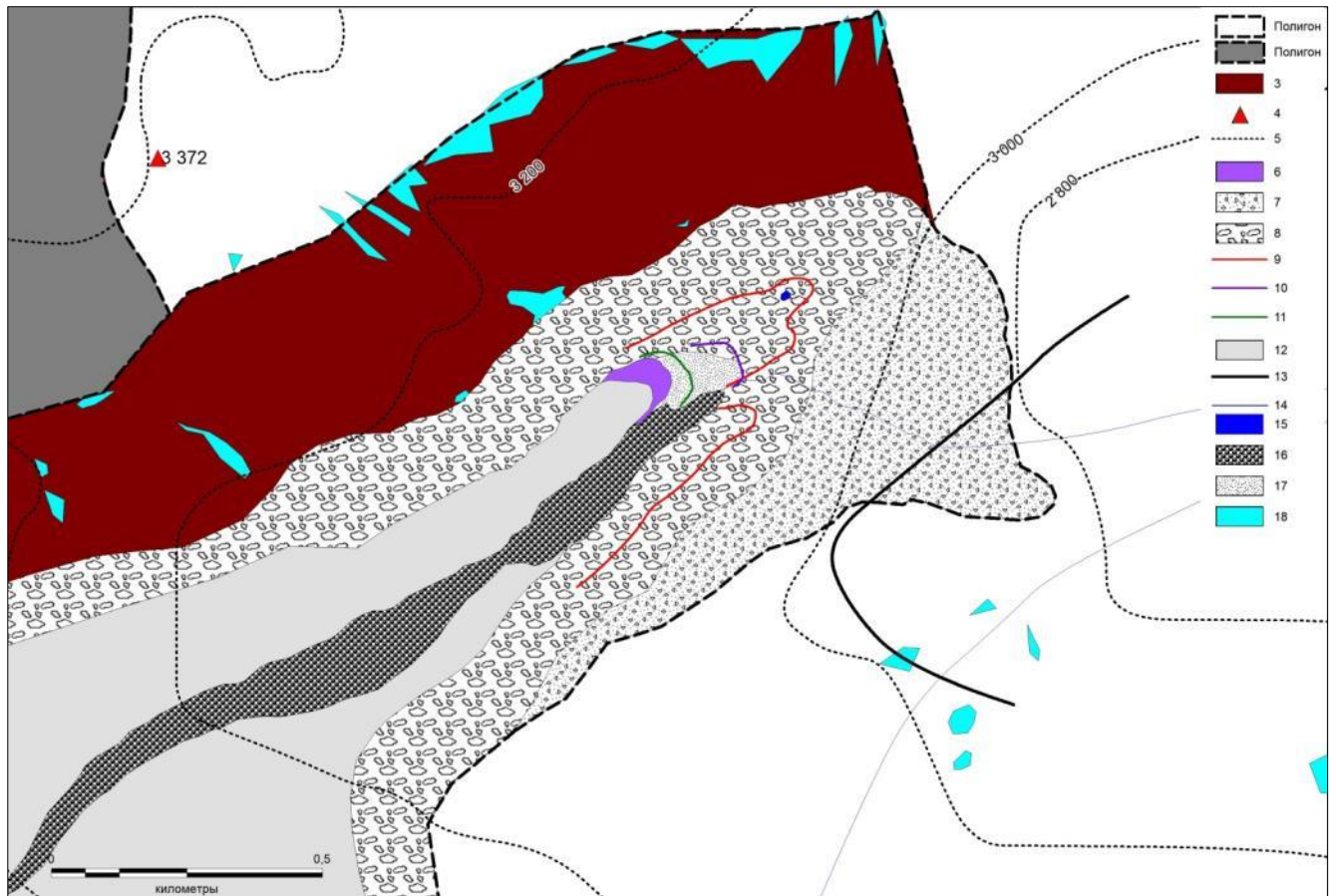


Рисунок 62. ГК Восточный Мугур. 1- граница ГК Восточный Мугур, 2-границы соседних ГК, 3- скалистые обрывистые склоны, 4- вершины, 5- изогипсы, 6- наледь, прираставшая к краю ледника в 2013 г., 7- морена исторической стадии, 8- морена м.л.э., 9- край ледника в 1966, 10- край ледника в 1981, 11- край ледника в 1999 г., 12- край ледника на 2011 г, 13- ригель, 14- водотоки, 15- озера, 16- срединная морена, 17- зандр, 18- многолетние снежники.

Низкие скорости отступления ледника сохраняются и в настоящее время, что связано с большими уклонами ледника (средняя величина -  $24^\circ$ ), его высокой динамической активностью. Некоторую роль в этом также играет многолетний снежник, расположенный на самом конце ледника в ветровой тени его крутого лба. Существование снежника поддерживается как повышенной аккумуляцией переметаемого с поверхность ледника снега, так и охлаждающим влиянием ледника. В свою очередь данный снежник предохраняет край ледника от абляции. Следует отметить, что с начала XXI столетия язык ледника стал тоньше на 10-15 м, он начал приобретать вогнутую форму, за счет этого условия для аккумуляции снега на краю ледника стали менее благоприятными. В то же время согласно описаниям и фотографиям Ю.П. Селиверстова, в 1965 лоб языка представлял собой отвесную стену льда.

При общей тенденции к ускорению отступления ледника в XXI веке на положение края ледника оказывает воздействие приледниковая наледь, ежегодно формирующаяся благодаря резкому изменению уклонов в потоках талой воды. В отдельные годы она прирастает к краю

ледника, в 1990-е подобное явление отмечалось и у края ледника Селиверстова.. В 1992-1993 балансовом году это фактически вызвало удлинение ледника на 18 м. В 2012-2013 балансовом году это явление повторилось, полностью скомпенсировав отступление ледника за предыдущие два года.

Сокращение ледника Восточный Мугур на высотах 3450-3800 м в последние несколько десятилетий, связанное с увеличением площади скального выхода между основными потоками льда (рис. 63) является, в свою очередь, причиной более интенсивного поступления на поверхность ледника обломочного материала. В итоге возрастает мощность моренного чехла срединной морены, предохраняющей погребенный ей лед от вытаявания. В 1994-1995 гг. эта морена находилась почти на одном уровне с открытой частью ледника, в 2011-2013 г различие в высоте достигало 5-7 м за счет таяния и уменьшения мощности открытого льда. В настоящее время правый (юго-восточный) ледниковый поток начинает уходить под данную морену, а она в нижней части начинает смыкаться с боковой мореной м.л.э. В перспективе нижняя часть срединной морены может стать отдельным от ледника объектом. В данном случае можно говорить о следующей стадии данного процесса по сравнению со срединной мореной ледника Правый Мугур.

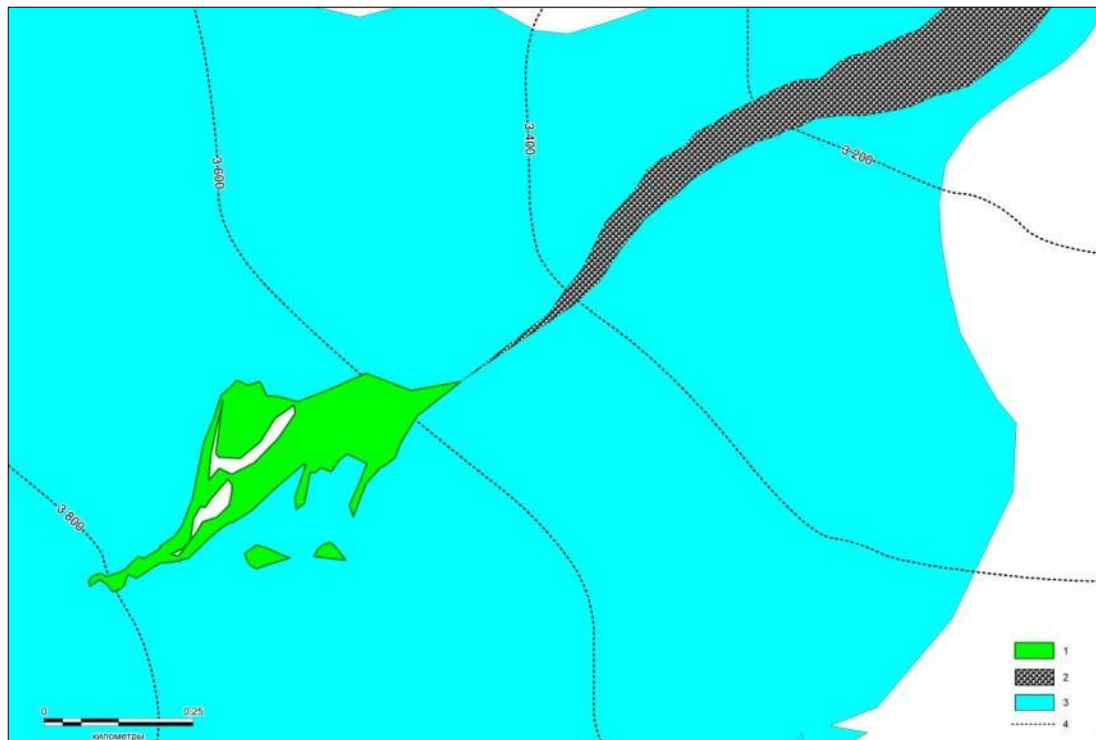


Рисунок 63. Верхняя часть ГК Восточный Мугур. 1- Сокращение ледника в период 1965-2008, 2- срединная морена, 3- современный ледник Восточный Мугур, 4- изогипсы.

**ГК Шара-Хорагай.** Отличительной чертой долинного ледника Селиверстова, являющегося ядром ГК Шара-Хорагай, является наибольшая в массиве протяженность языка, достигавшего в период максимума исторической стадии 4 км в длину при средней ширине 500-



600 м. Располагаясь в неглубоко врезанной долине с относительно малыми уклонами, ледник был чувствителен к неблагоприятным климатическим изменениям, тогда как его реакция на улучшение условий питания в силу малой динамической активности была, вероятно, более медленной. Соответственно, в малую ледниковую эпоху ледник не достигал своего прежнего положения в историческую стадию и был короче примерно на 1 км, несмотря на то, что в этот период был сформирован мощный моренный комплекс. Современный ледник располагается как бы в чаше из подковы конечной морены, возвышающейся на 80-100 м над его поверхностью. Не менее 80% объема моренного комплекса м.л.э. составляет ледяное ядро, во многих местах выходящее на поверхность.

Свидетельством высоких скоростей отступления ледника после максимума м.л.э. служит удаленность его конца от внутреннего края конечной морены примерно на 1,1 км, из которых 0,9 км приходится на обширный зандр, в период абляции на нем развивается мелководное озеро (рис. 64).

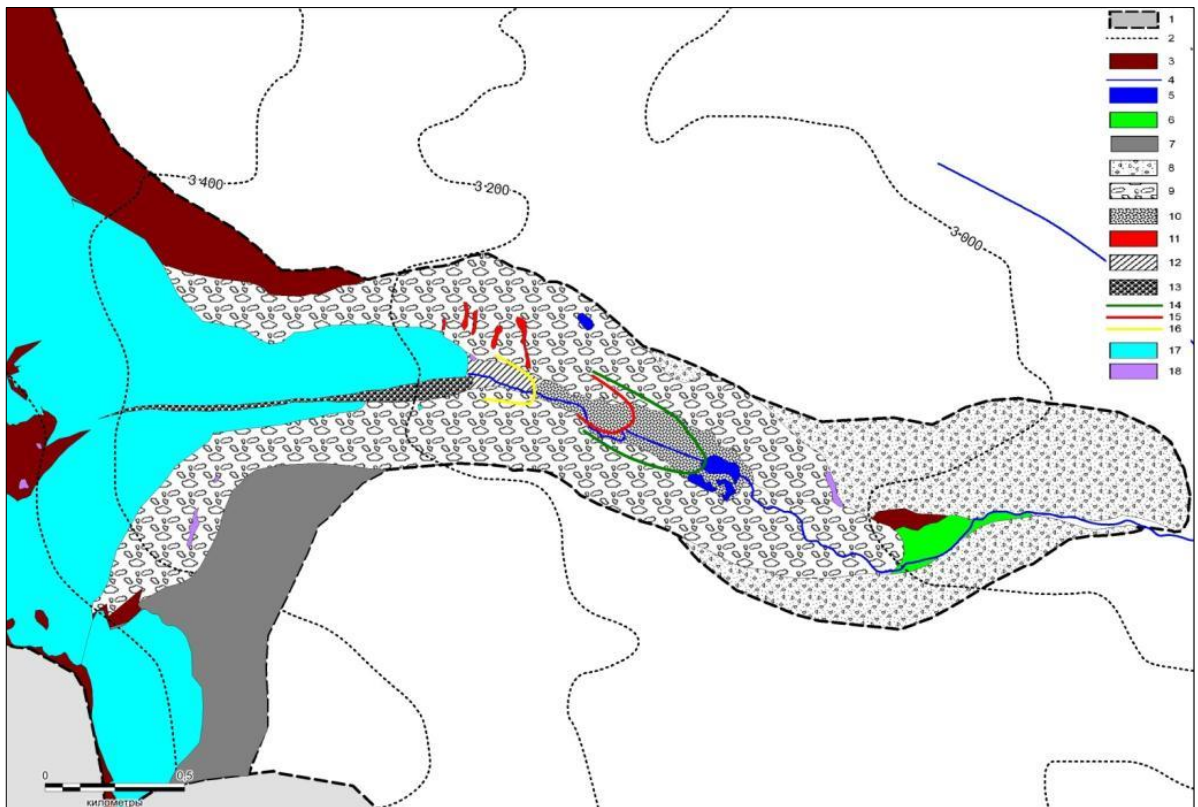


Рисунок 64. ГК Шара-Хорагай. 1- граница ГК, 2- изогипсы, 3- скалистые склоны, 4- реки, 5- озера, 6- заболоченные межморенные понижения, 7- участки развития уплотненных морен без четко выраженных валов, 8- морена исторической стадии, 9- морена м.л.э., 10- зандр, 11- термоцирки и оползни, участки мертвого льда и переотложенной морены, 13- срединная морена, 14- край ледника Селиверстова в 1966 г., 15- край ледника Селиверстова в 1981 г., 16- край ледника Селиверстова в 1999 г., 17- положение ледника Селиверстова на 2013 г., 18- многолетние снежники.

Язык современного ледника Селиверстова имеет протяженность около 1 км при малых средних уклонах (6–8° по данным мензульной съемки 1990 г.). На протяжении периода инструментальных наблюдений за его динамикой отмечаются значительные колебания скоростей отступления. Периодически происходят скачкообразные увеличения скорости отступления (до 35 м/год), сопровождающимся отчленением краевых участков языка с образованием участков мертвого льда.

Наблюдения показывают, что подобные скачкообразные отступления ледника оказывают воздействие на интенсивность термокарстовых процессов на моренах м.л.э. Язык ледника непосредственно контактирует с боковыми моренными валами малой ледниковой эпохи, являясь для них своеобразным базисом эрозии. Быстрое сокращение ледника и уменьшение его мощности приводит к изменению этого базиса, потере стабильности данной морены. Моренный чехол размывается или оползает и погребенный лед обнажается и вытаивает с ее внутренней стороны. Соответственно, наиболее интенсивные термокарстовые процессы имеют место на боковых моренах непосредственно над краем ледника. С отступанием его края происходит и соответствующее перемещение зоны активного термокарста.

Интересно, что моренный материал, сносимый с высоких боковых морен к краю ледника, формирует в последние годы фронтальный моренный вал перед краем ледника. Данный вал, в свою очередь, подпруживает приледниковую наледь и несколько приледниковых снежников. Наличие этих образований снижает абляцию края ледника. Таким образом, проявляется действие одного из механизмов обратной связи, способствующих сохранению снежно-ледовой составляющей ГК.

Мы сопоставили данные об изменениях скоростей отступления ледника Селиверстова с результатами расчета индекса баланса массы, проведенными нами для границы питания ледника по состоянию на начало-середину 1990-х (3450 м) (рис. 65). Расчеты проводились на основе методики Г.Е. Глазырина, описанной выше на стр. 112.

На уровне 3450 м выделяются несколько периодов положительного баланса массы (когда высота фирновой границы была ниже, чем 3450 м): 1967–1973, 1981–1994; периоды околонулевого баланса массы: 1973–1981, 1994–1997 и отрицательного баланса массы: 1997–2012. Изменения скоростей отступления ледника в целом синхронны с изменениями баланса массы. Резкое уменьшение баланса массы после середины 1990-х привело к быстрому отступанию языка ледника и к отделению от него небольших блоков мертвого льда.

Хотя в последующие несколько лет баланс массы был сильно отрицательным, отступление ледника замедлилось примерно в 10 раз. Это явилось результатом показанного выше механизма отрицательной обратной связи. Тем не менее, на фоне чрезвычайно



неблагоприятных для оледенения климатических условий эффект данного механизма был достаточно коротким.

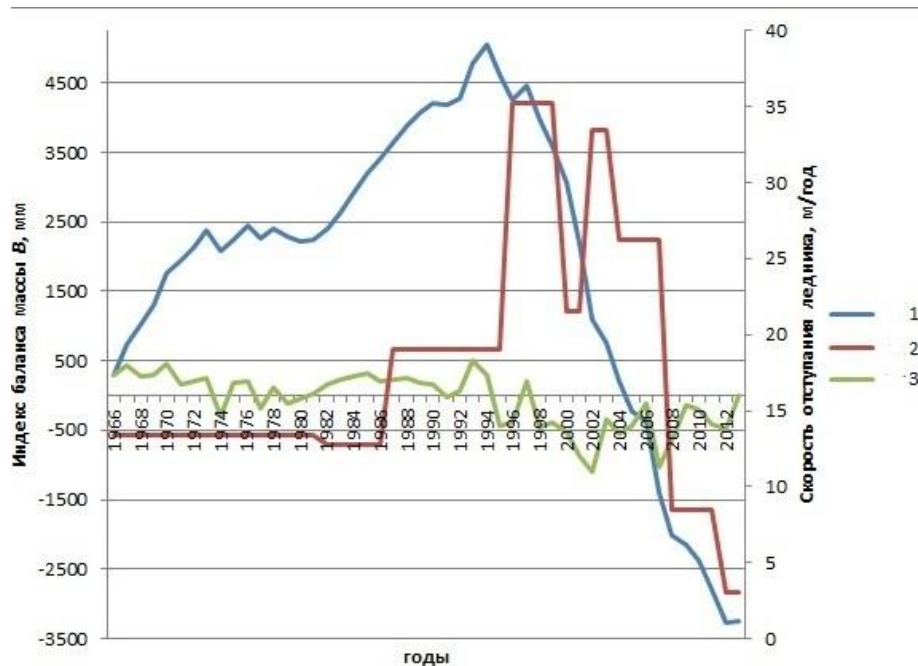


Рисунок 65. Кумулятивная кривая индекса баланса массы ледника Селиверстова для высоты 3450 м (1), скорость отступления языка ледника Селиверстова, м/год (2), изменчивость индекса баланса массы ледника Селиверстова для высоты 3450 м (3)

Следующий импульс быстрого сокращения ледника в 2001-2007 также сменился периодом более медленного отступления за счет действия того же механизма обратной связи, кроме того в период очень быстрого отступления ледника и сокращения площади его языка потенциал его последующей деградации был исчерпан. Определенную роль сыграл и выход края ледника на более крутой участок долины, поскольку наиболее малоактивные динамически участки ледникового языка уже деградировали. Эффект действия механизмов отрицательной обратной связи усилился за счет возрастания после 2008 г баланса массы ледника.

Многолетние снежники в пределах ГК Шара-Хорагай служат хорошим примером взаимодействий элементов комплекса. Так крупный снежник у края морены м.л.э., обозначенный на схеме, в период максимума м.л.э. вероятно, существовал в качестве приледникового. По мере трансформации края ледника в морену с ледяным ядром он эволюционировал в снежник моренного рельефа. Несмотря на удаление ледника и изменение микроклиматических условий в неблагоприятную для него сторону, снежник продолжает существовать и в настоящее время. Этому способствует его сильное запыление вплоть до полного бронирования в период абляции лессовидным материалом, сносимым ветром с зандра, расположенного восточнее. Таким образом, перестроение внутренних связей по ходу эволюции ГК позволило снежнику сохраниться при климатических изменениях.

#### 4.4. Высокогорные ГК современных центров оледенения резкоконтинентального района северо-запада Внутренней Азии.

##### 4.4.1. Южный склон хребта Цаган-Шибэту

Всего в 20 км к северу от массива Монгун-Тайга расположен горный хребет Цаган-Шибэту, являющийся восточным продолжением Шапшальского хребта. В наиболее высокой западной части хребет имеет субширотное простирание, высота осевой части достигает отметок 3300-3400 м (высшая точка 3459,4, г. Кат-Тайга). В гидрологическом отношении северный склон хребта относится к бассейну р. Енисей, южный склон хребта к бассейну р. Каргы, впадающей в бессточное озеро Урэг-Нур. Северный склон хребта не включен автором в район исследования и его оледенение в этой работе не рассматривается.

Западный отрезок хребта протяженностью около 17 км несет следы ледниковой деятельности - кары, цирки, трог и каменистые незадернованные морены с высотой фронтального уступа до 50-60 м, распространенные в устьях каров и цирков. После разворота хребта в юго-восточном направлении следы древнего оледенения на его южном склоне исчезают, несмотря на то, что высота хребта снижается всего на 100-200 м.

Современные ледники на южном склоне хребта ранее не выделялись. В 2013 г. автору удалось обнаружить здесь маленький каровый ледник (площадью 0,05 км<sup>2</sup>) северо-восточной экспозиции, спрятанный в глубоком цирке в верховьях долины р. Узун-Хем (рис. 66), непосредственно под вершиной Кат-Тайга. Ледник заканчивается на высоте 3080 м, высота границы питания около 3180 м.



Рисунок 66. Малый каровый ледник в верховьях р. Узун-Хем, 2013 г.

В малую ледниковую эпоху оледенение южного склона хребта, согласно моей реконструкции насчитывало 17 ледников суммарной площадью 3,14 км<sup>2</sup> (рис. 67). Нижний предел развития ледников составлял 2790 м, среднее взвешенная высота фирновой границы - 3060 м. Такое низкое положение фирновой границы (на 190 м ниже, чем у ледников близко расположенного массива Монгун-Тайга), вероятно, было связано с преобладанием каровых ледников, которые за счет повышенной концентрации снега могут существовать значительно ниже климатической снеговой границы.

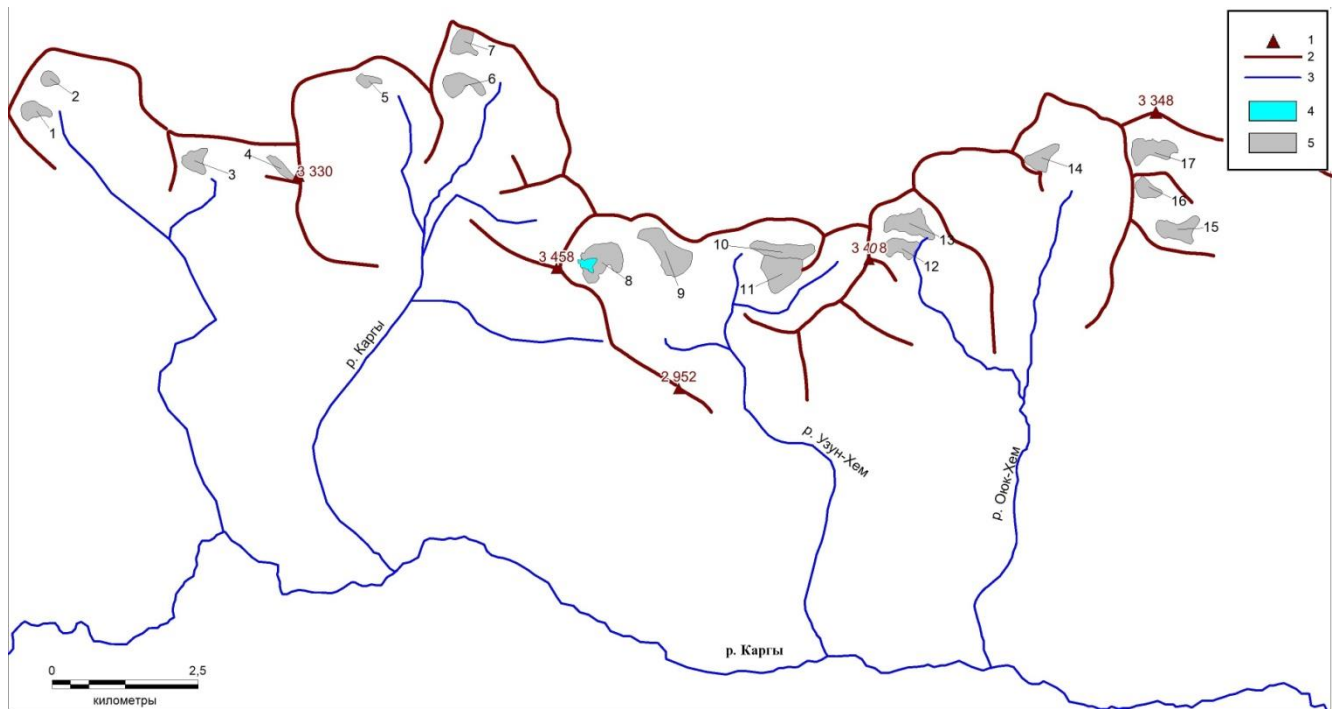


Рисунок 67. Изменение оледенение южного склона хр. Цаган-Шибэту после максимума м.л.э. 1- вершины, 2- горные гребни, 3- реки, 4- современные ледники, 5- ледники в максимуме м.л.э.

Из 17 ледников 14 относились по морфологии к каровому типу, кроме того существовало 2 плосковершинных и 1 склоновый ледник. Ледники склонов подветренных экспозиций (св, в, юв) составляли более 80% по количеству и 80% по площади от суммарных значений.

#### 4.4.2. Массив Тургени-Нуру

Орографически массив Тургэни-Нуру, в пределах высот более 3 км вытянутый примерно на 50 км с северо-запада на юго-восток, является южным продолжением средневысотной горной цепи Бармен, потягивающейся от массива Монгун-Тайга, расположенного в 90 км к северо-западу. Главный водораздел массива смещен к югу, где на протяжении 20 км высоты вершин превышают 3800 м, а высочайшая точка достигает отметки 3978 м. Северная часть массива и вершина Тургэн-Ула (3386 м) не несут современного оледенения. Массив расчленен радиально расходящимися речными долинами, северная и

восточная его часть принадлежит бассейну озера Убсу-Нур (бассейны р. Северный Турген-Гол, Восточный Турген-Гол, Хархира-Гол), запад и юг - бассейну озера Ачит-Нур и далее р. Кобдо (Ямаатын-Гол) и непосредственно бассейну р. Кобдо (бассейн притока р. Кобдо - Иргийн-Гол). На юге массив Тургэни-Нуру связан с массивом Хархира-Нуру, их разделяет горный перевал высотой 2974 м.

Современное оледенение концентрировано в южной части массива. Первые описания ледников массива Тургэни-Нуру было сделано Г.Н. Потаниным (экспедиция 1879 г) [128], Д. Каррутерсом [211], [212], [213], [214] и И.П. Рачковским. В середине XX века польские ученые Е. Рутковский и В. Слованский [250], [251], [252] создали схемы древнего оледенения массива.

В 1991-1992 году на территории массива проводились экспедиционные исследования ученых факультета географии СПбГУ, в ходе работ были исследованы и описаны крупнейшие ледники массива, проведена мензульная съемка некоторых из них. Результаты этого этапа работы были обобщены в публикациях [107], [148]. Позднее информация об оледенении массива была обновлена автором и дополнена по результатам дешифрирования снимков Landsat 2002 г. [215], [39].

Существующие на текущий момент оценки площади и количества ледников массива можно разделить на три группы. К первой относятся реконструкции оледенения по топографическим картам масштаба 1:100000 для 1947-1950 гг. [219] [239] [238] [237] или даже 1:200000 для 1969 г. [189]. Точность получаемых характеристик ледников при таком подходе невелика. Так, например, данные о площадях оледенения у одного и того же автора (Lehmkuhl) колеблются от 47 км<sup>2</sup> [237] до 43,8 км<sup>2</sup> [238]. Как пример недостаточно точного отображения оледенения на топокартах можно привести отсутствие на картах 1:100000 одного из существующих в настоящее время долинных ледников массива (№17 по моему каталогу) площадью около 1 км<sup>2</sup>

Вторая группа оценок связана с использованием аэрофотоснимков масштабом 1:45000 по состоянию на 1988 и 1991 годы [231], [234], [238] [237] [228]. Полученные результаты различны: количество ледников составляет по данным разных авторов от 34 до 40, суммарная площадь оледенения от 33,8 км<sup>2</sup> до 44 км<sup>2</sup>.

Третья группа оценок получена по результатам дешифрирования комических снимков Landsat 1989 г. [233], 1992 г. [218], [189], 2000 г. [231], 2001 г. [233], 2002 г. [218], [189], [39], [215]; 2010 г. [232], [233]. Полученные данные по площадям и количеству ледников также разнятся, что связано с разными методическими подходами (например, выделения границ ледников, ледоразделов, детальности картирования контуров ледников), разным разрешением использованных снимков, разного программного обеспечения

Мной были получены следующие оценки оледенения: 39 ледников суммарной площадью около 42 км<sup>2</sup> для 2002 г. [215], [39] и 69 ледников площадью 32,45 км<sup>2</sup> для 2006 г. (снимки SPOT-4). Сопоставление полученных результатов для всего массива ледников не является показательным для определения темпов сокращения оледенения, поскольку во втором случае использование снимков более высокого разрешения позволило выделить некоторые ранее не отмеченные малые ледники, а с другой стороны избежать ранее имевшего места завышения площадей относительно крупных ледников, за счет более точного определения площадей скальных выходов на стыках различных потоков льда. Поэтому далее под современным оледенением массива будет пониматься состояние ледников на 2006 г. (рис. 68; табл. 78 Приложение), а данные 2002 г. будут использоваться для оценки изменения положения фронтов крупных долинных ледников.

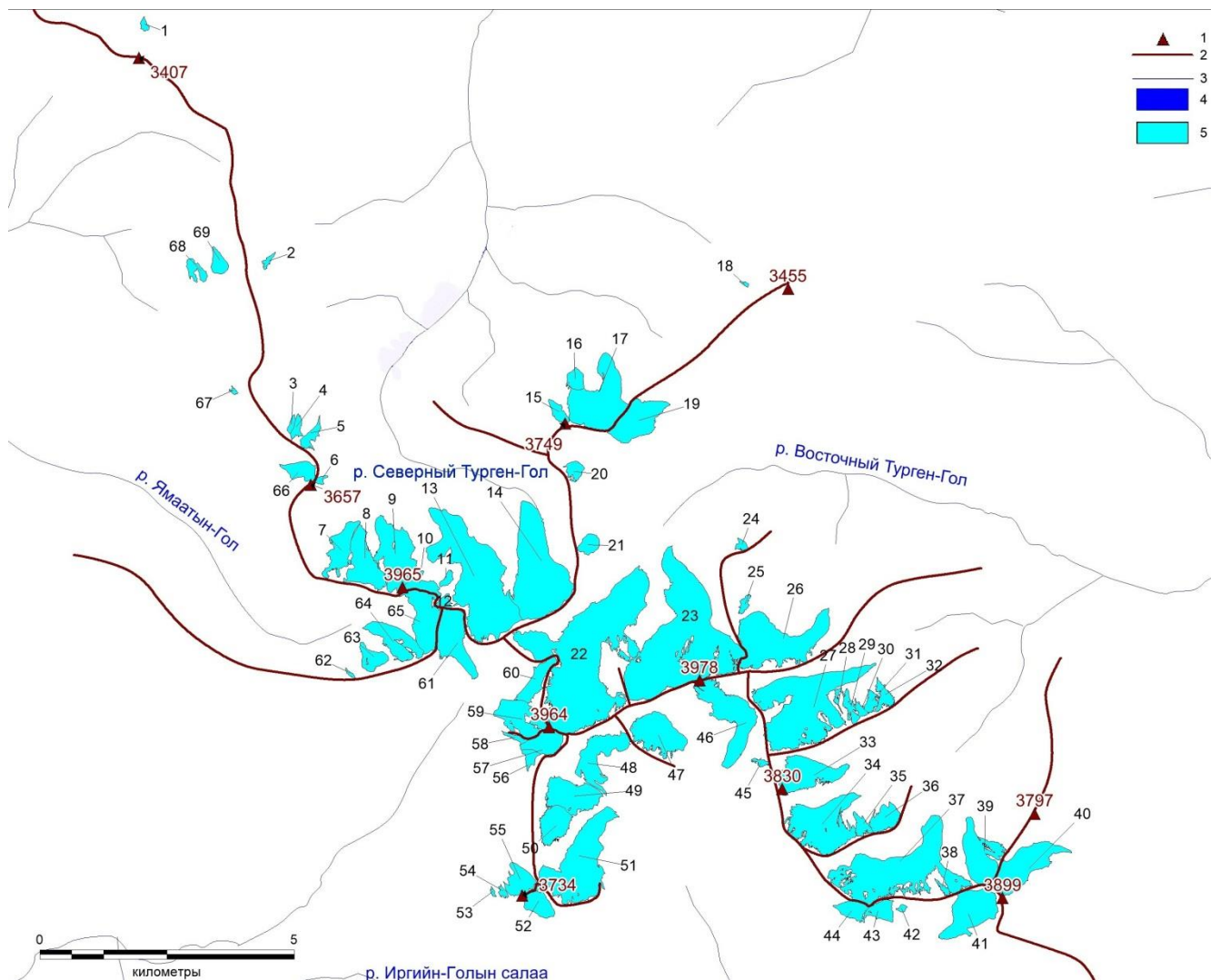


Рисунок 68. Современное оледенение массива Тургени-Нуру. 1- вершины, 2- горные хребты и водоразделы, 3- реки, 4- озера, 5- ледники.

Среди высокогорных массивов северо-запада Внутренней Азии оледенение массива Тургени-Нуру выделяется отсутствием ледниковых комплексов- даже крупные смежные ледники, как правило, разделены скалистыми выходами пород. Причина этого явления- развитость трогов, которые при относительной глубине 5000-100 м расчленяют горные сооружения массив до главного водораздела, а днища цирков, в которых они берут начало, находятся на высотах более 3600 м.

На северном субмеридиональном участке главного водораздела массива в междуречье р. Ямаатын-Гол и Северный Турген-Гол преобладают максимальные высоты 3400-3600 м, с тенденцией к повышению южном направлении. Оледенение здесь представлено крайне малыми висьячими и карово-висьячими ледниками на грани полного исчезновения

После того, как главный водораздел приобретает восток-юго-восточную направленность его высоты возрастают до значений более 3600 м, причем несколько вершин превышают отметку 3900 м. На северном макросклоне этого участка находится крупнейшие ледники массива (площадью до 3,6 км<sup>2</sup>, ледник Том-Турген), в том числе 5 долинных ледников. Суммарная площадь ледников этого макросклона составляет примерно 42% от общей площади оледенения массива. Развитию крупных ледников благоприятствует большая высота горного обрамления, теневая экспозиция, развитость и глубина трогов. Фирновая линия расположена от 3280-3400 на западе данного отрезка до 3500-3520 м на востоке. На южном макросклоне ледники не образуют непрерывной цепочки, как на северном, здесь находится всего один долинный ледник площадью 0,83 км<sup>2</sup>. Положение фирновой границы повышается 3370-3440 до 3500-3700 м с запада на восток. Троги здесь имеют малую протяженность за счет высоко положения подножья массива (2700-2900 м).

На протяжении следующих 10 км высота главного водораздела сохраняется, но в его направлении усиливается южная составляющая. Ледники северо-восточного склона на этом участке относительно велики, причем здесь расположены еще 2 долинных ледника. К юго-востоку главный водораздел массива Тургени-Нуру круто обрывается к долине р. Хархира-Гол –естественной границе массива.

Помимо основного водораздела массива и его коротких (1-3 км длиной) отрогов, орографической базой оледенения служит хребет субмеридионального простираия, протяженностью около 11 км, пересекающий главный водораздел массива почти под прямым углом и являющийся водоразделом между бассейном реки Северный Турген-Гол и бассейном реки Восточный Турген-Гол на севере, а также рек Иргийн-Голын-салаа и Хархира-Гол на юге. Высота данного хребта составляет преимущественно 3500-3700 м, что позволяет развиваться на его подветренных восточных склонах ледникам, площадью до 1 км<sup>2</sup>, а в месте его пересечения с главным водоразделом находится крупнейший ледник массива Том-Турген.

Особенностью современного оледенения массива Тургени-Нуру является очень большая доля относительно крупных долинных и карово-долинных ледников по количеству (почти 30%) и в суммарной площади оледенения (более 75%) (рис. 69). Напротив, плосковершинные и склоновые ледники сравнительно слабо развиты. Эти особенности определяют почти полное отсутствие высокогорных ГК малоактивного типа на территории массива.

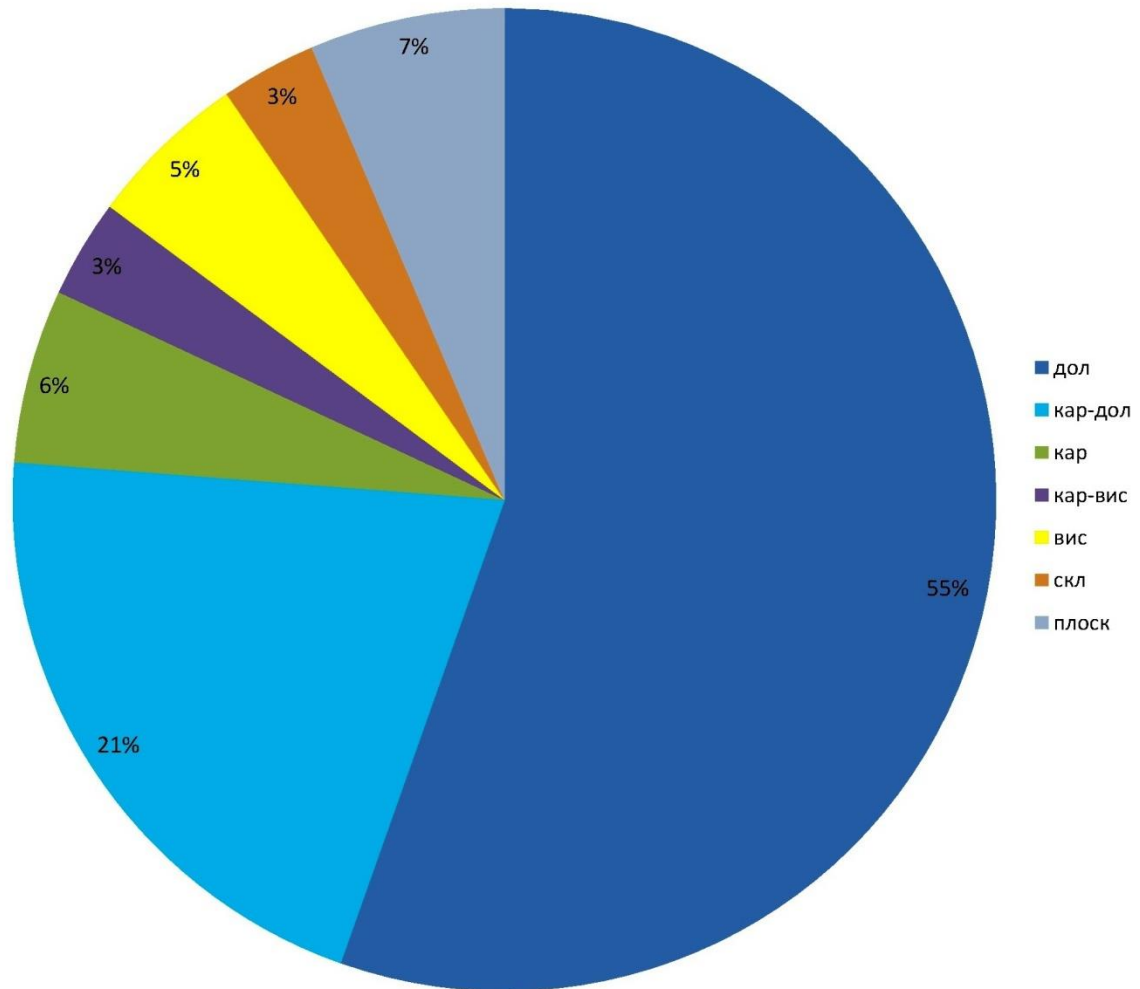


Рисунок 69. Доля площади % от суммарной ледников разных морфологических типов.

Распределение оледенения по экспозициям также не типично для ледниковых центров северо-запада Внутренней Азии, поскольку основной максимум приходится на северные склоны (рис. 70), что характерно для более гумидных районов Русского Алтая, расположенных значительно западнее. Это связано с особенностями орографии- малые площади поверхностей выравнивания наряду с развитыми трогами и преобладанием крутых склонов приводит к тому, что в питании ледников велика роль лавинного переноса, а концентрация снега метелевым переносом несколько снижена. В таких условиях приуроченность ледников к подветренным склонам восточных экспозиций не имеет решающего значения для развития ледников, а основной вклад в развитие ледников на северных склонах играет ориентировка верховьев трогов.



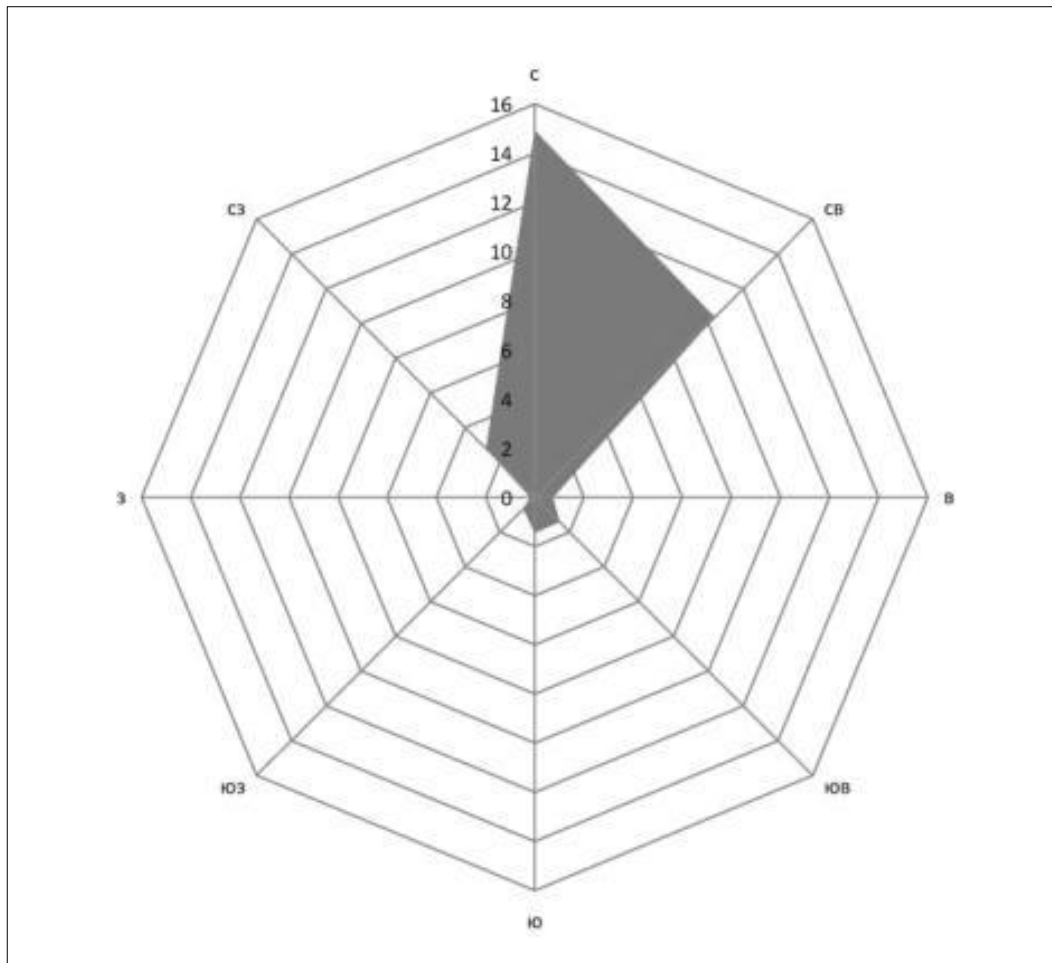


Рисунок 70. Распределение площади ледников (км<sup>2</sup>) массива Тургени-Нуру по экспозициям

Согласно реконструкции автора в м.л.э. суммарная площадь ледников массива Тургени-Нуру составляла 62,1 км<sup>2</sup>, количество ледников было равно 95 (рис. 71). Таким образом, с максимума м.л.э. площадь оледенения сократилась на 48%. Средневзвешенная высота фирновой линии составляла 3440 м, т.е. была на 35 м ниже, чем в настоящее время. Наиболее крупный ледник площадью около 9,9 км<sup>2</sup> образовывался в результате слияния ледников Том-Турген и Нарийн-Турген.

В малую ледниковую эпоху доля долинных ледников в общей структуре оледенения была еще более значительной, чем в настоящее время (табл. 26), их относительная площадь к 2006 г. достаточно резко сократилась за счет перехода некоторых долинных ледников, преимущественно на южном макросклоне массива, в разряд карово-долинных благодаря быстрой деградации их языков. В то же время относительное количество долинных ледников практически не изменилось, поскольку некоторые крупные долинные ледники распались на долинные ледники меньшего порядка.



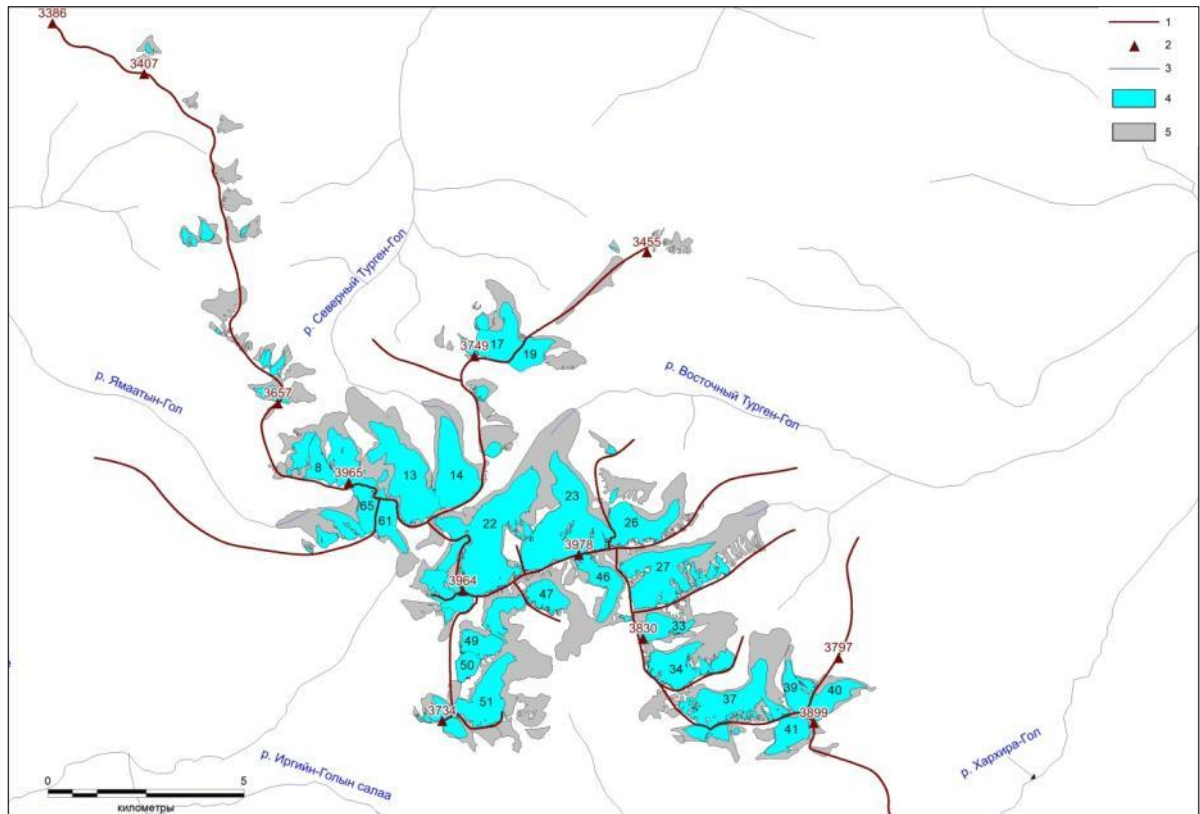


Рисунок 71. Реконструкция оледенения массива Тургени-Нуру в максимум м.л.э. 1- горные гребни, 2- вершины, 3-реки, 4- современные ледники, 5- ледники в м.л.э.

Таблица 26. Изменение морфологической структуры оледенения массива Тургени-Нуру после максимума м.л.э.

Морфологический тип	Доля от общего количества, %		Доля от общей площади, %	
	М.л.э.	2006	М.л.э.	2006
Долинные	14,7	14,5	73,0	55,4
Карово-долинные	8,4	14,5	7,6	20,8
Каровые	12,6	13,0	4,1	5,7
Карово-висячие	11,6	5,8	3,4	3,2
Висячие	30,5	36,2	3,6	5,3
плосковершинные	7,4	7,2	3,7	3,1
склоновые	14,7	8,7	4,5	6,4

В отношении распределения ледников по экспозициям преобладание ледников северных склонов в настоящее время является унаследованным от периода максимума м.л.э., в то же время максимум экспозиционного распределения оледенения стал более ярко выраженным, а степень экспозиционной контрастности к 2006 г. возросла (табл. 27). Большую роль в этом сыграла более интенсивная деградация ледников восточной и юго-восточной экспозиций, в меньшей степени - западных экспозиций. Вероятно, большая устойчивость ледников северных

склонов к изменениям климата связана с их большими размерами и инерционностью поведения.

Таблица 27. Изменение экспозиционного распределения ледников массива Тургени-Нуру после максимума м.л.э.

Экспозиция	Доля от общего количества, %		Доля от общей площади, %	
	М.л.э.	2006	М.л.э.	2006
С	14,9	30,4	33,7	45,9
СВ	29,8	26,1	29,6	31,9
В	13,8	4,3	12,1	2,2
ЮВ	8,5	4,3	9,7	4,4
Ю	4,3	5,8	1,2	4,4
ЮЗ	3,2	1,4	2,3	2,0
З	6,4	1,4	1,7	0,5
СЗ	19,1	26,1	9,8	8,6

**ГК Цаган-Деглий.** Характерной особенностью высокогорного ГК Цаган-Деглий (рис. 72) является наличие в настоящее время трех смежных ледниковых потоков, составляющих одноименный ледник. Наличие таких потоков, сильно различающихся по морфологии, в свою очередь, связано с разными условиями аккумуляции снега.

Западный поток формируется на северо-восточном склоне вершины Турген (3965 м) крутизной 45-50°. При такой крутизне склона снег практически не задерживается на нем и переносится обвалами и лавинами к подножью на высоту около 3100 м. При благоприятных условиях и низком положении границы питания это является благоприятным фактором для развития западного ледникового потока и дает положительный баланс массы даже на сниженных гипсометрических уровнях за счет повышенной концентрации снега. Однако подъем границы питания выше уровня 3100 м имеет критическое значение для питания данного ледникового потока, что вызывает его быстрое сокращение. Одновременно уменьшение заснеженности склона приводит к очень значительному поступлению коллювия на поверхность ледника и его интенсивное бронирование. В нижней части западного потока граница его со смежным центральным потоком в настоящее время подчеркивается глубоко врезанным водотоком, окончательное разделение потоков происходит на высоте около 2880 м.

Центральный поток формируется в каре с уровнем днища 3360 м, а восточный поток - в цирке с высотой днища около 3480 м и расположенном еще восточнее небольшом каре с высотой днища примерно 3540 м. Это обуславливает относительную устойчивость этих потоков к климатическим изменениям, а отсутствие крутых бесснежных склонов в их горном обрамлении - малую степень их загрязненности. На уровне 2920 м потоки разделяются -

центральный образует небольшой язык с высотой нижней точки около 2870, западный формирует крутой лоб, ориентированный на северо-северо-восток, примерно под углом в  $45^\circ$  к основному направлению движения ледника.

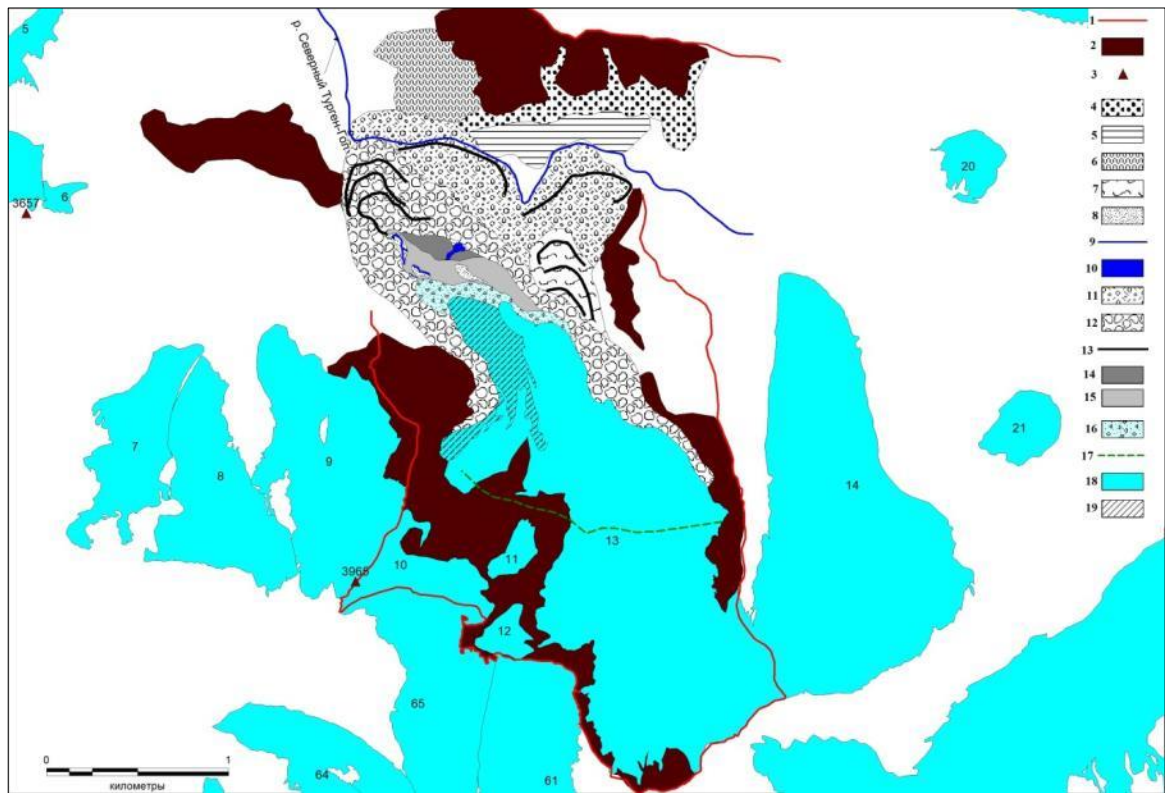


Рисунок 72. ГК Цаган-Деглий. 1- горные гребни, 2- крутые скалистые склоны, 3- вершины, 4- осыпи, 5- предосыпные террасы, 6- склоновый каменный глетчер, 7- каменный глетчер гляциального происхождения, 8- зандры, 9- водотоки, 10- озера, 11- морена исторической стадии, 12- морена м.л.э., 13- осцилляционные моренные валы, 14- осцилляционный вал 1920-х?, 15 осцилляционный вал 1960-х, 16- забронированный край ледника (фронт ледника 1991 г.), 17- фирновая граница на 1991 г., 18- современные ледники, 19- участки ледника, интенсивно бронируемые в настоящее время.

При больших размерах ледника в стадии его наступания в позднем голоцене западный и центральный потоки формировали единый главный язык ледника (лопасть А), при этом западный поток имел большую ширину. Восточный поток образовывал отдельный язык меньшей длины и ширины, ориентированный на север и северо-восток (лопасть Б).

В историческую стадию лопасть А спускалась по долине р. Северный Турген-Гол до высоты 2650 м, лопасть Б упиралась в противоположный борт долины и заканчивалась на высоте примерно 2860 м, вероятно за счет подпруживания ледник на этом участке имел повышенную мощность. Частично задернованная морена исторической стадии имеет две высотные ступени, вероятно связанные с двумя интервалами наступания ледника.

В малую ледниковую эпоху ледник по-прежнему имел двухлопастную структуру, но если лопасть А была почти таких же размеров, как в историческую стадию, а положение ее нижней точки было всего на 10 м выше (2660 м), то лопасть Б стала короче на 480 м, а высота ее нижней точки составила 2880 м. В то же время дальнейшее сокращение лопасти Б после максимума малой ледниковой эпохи было более медленным – к 2006 г. ледник на этом участке отступил на 540 м, т.е. средняя скорость отступления составила около 3,5 м/год, а высота нижней точки возросла до высоты 2930 м. Одновременно, лопасть А отступила примерно на 1 км при подъеме края ледника на 170 м. Такие различия в поведении смежных ледниковых языков объясняются резким ухудшением условий питания западного потока на фоне подъема границы питания выше уровня 3100 м при одновременной деградации оледенения на наиболее крутых участках склона г. Турген.

Во время м.л.э. после кульминации имели место как минимум две подвижки ледника меньших масштабов, об этом свидетельствует сложный характер фронтального моренного вала лопасти А, на котором четко выделяются три осцилляционных вала (включая, собственно, вал максимальной подвижки). Для моренного вала лопасти Б об осцилляционных валах можно говорить с меньшей определенностью, поскольку кроме трех крупных валов на его поверхности выделяется множество дугообразных валов и борозд, вероятно свидетельствующих о постепенной его трансформации в каменный глетчер.

После окончания малой ледниковой эпохи имели место еще две задержки положения ледникового фронта лопасти А, свидетельством чему служат небольшие моренные валы, наиболее молодой и четкий из них автор, по аналогии с ледниками массива Монгун-Тайга, по времени формирования относить к середине 1960-х гг. Если допустить, что формирование этого вала завершилось в 1965 г., то средняя скорость отступления лопасти А с максимума м.л.э. по 1965 г. составила 4,5 м. Вероятно на данном этапе увеличилось поступление осыпного материала на поверхность западного ледникового потока, что вызвало уменьшение абляции и обусловило малые скорости отступления.

Как было отмечено в ходе полевых наблюдений, в 1991-1992 гг. ледник заканчивался крутым лбом на высоте 2790 м, западный поток ледника ниже уровня 3050 м был полностью забронирован. Предполагаемое отступление ледника в период 1965-1992 составило 303 м, т.е. средняя скорость отступления за этот период составила 11,2 м/год. Вероятно, именно на данном этапе сокращения ледника зона аккумуляции западного ледникового потока распалась, что вызвало резкое увеличение скорости отступления лопасти А. Небольшие по площади зандровые участки между краем ледника и моренными образованиями 1960-х являются показателями наличия периодов наиболее быстрого отступления ледника.

В настоящее время западный ледниковый поток питается опосредованно за счет обвалов снега и льда с ледника №10, представляющего собой нависающий над ледником Цаган-Деглий снежно-ледяной карниз. Подобный обвал большой массы снега и льда наблюдался, например, в июле 1992 г [107]. Сейчас край ледника находится на высоте 2830 м. Отступление за период 1992-2006 гг. составило 202 м, т.е. средняя скорость отступления была равна 15,1 м/год. Это далеко не самая высокая скорость отступления для долинных ледников в исследуемом регионе, однако в данном случае само отступление имело скачкообразный характер за счет отчленения забронированного языка ледника от его основного тела. В настоящее время за счет относительно большой вертикальной мощности ледника (о чем свидетельствует наличие крутого лба) и забронированности его языка (вызывающей уменьшение абляции) положение края ледника стабилизировалось, однако при сохранении современных тенденций следует ожидать потери связи почти полностью забронированного западного ледникового потока с восточным потоком и превращения его в забронированный ледник. О начале этого процесса свидетельствует появление глубоко врезанных водотоков на поверхности ледника на стыке отмеченных потоков льда.

Как показывает анализ динамики ГК Цаган-Деглий, после окончания собственно ледниковой фазы своего формирования гляциогенные комплексы не являются полностью статичными реликтами. Ведущая роль в динамических процессах следующей фазы переходит сначала к забронированным гляциальным льдам, подверженным термокарстовым процессам, видоизменяющим характер их поверхности, а также трансформирующихся в каменные глетчеры (каменный глетчер, формирующийся ниже лопасти Б). При еще большем удалении ледника и уменьшении заснеженности склонов усиливаются склоновые процессы, связанные с морозным выветриванием. В результате образуются мощные осыпи с тенденцией к слиянию нижних частей и образованием предосыпных террас, что наблюдается на склоне южной экспозиции на стыке с мореной исторической стадии лопасти Б. Ниже по долине р. Северный Турген-Гол, после ее разворота можно наблюдать форму, переходную от предосыпной террасы к склоновому каменному глетчеру (т.е. каменному глетчеру неледникового генезиса). Данное образование имеет формирующийся язык, поверхность которого покрыта дугообразными валами и бороздами, свидетельствующими о его движении вниз по склону.

Таким образом, настоящее время на разных высотных уровнях ГК Цаган-Деглий имеют место следующие динамические процессы, указанный в порядке движения сверху вниз:

1. Разделение смежных ледниковых потоков и формирование забронированного ледника
2. Трансформация морены м.л.э. с ледяным ядром в каменный глетчер гляциального происхождения
3. Образование предосыпных террас

#### 4. Трансформация предосыпных террас в склоновый каменный глетчер.

Два последних процесса происходят на стыке высокогорного и среднегорного ГК.

Несмотря на то, что отмеченные процессы протекают одновременно на разных высотных уровнях, их последовательность при движении сверху вниз отражает последовательность динамических фаз, через которые проходят ГК по мере отступления и удаления ледников.

#### 4.4.3. Горный массив Хархира

С севера к горному массиву Хархира примыкают горные сооружения массива Тургени-Нуру, отделенные от него перевалом высотой 2978 м. На северо-западе подножьем массива является обширное поле моренных образований в истоках Иргийн-Гола, известное как понижение Олон-Нур («многоозерье») на высотах 2600-2800 м. На таком же высотном уровне расположены подножья массива на северо-востоке и востоке, где ими служат выровненные пространства в бассейнах рек Хархира-Гол, Дунд-Гол и Турген-Гол. Наименее отчетливы южные и юго-восточные границы массива- в этом направлении развиты поверхности выравнивания, протягивающихся приблизительно на 16 км, постепенно снижаясь от высот 3300-3400 м до 2800-3000 м. С запада и юго-запада границей массива служит долина р. Иргийн-Гол на высотах 2300-1900 м.

Северо-западная, западная и юго-западная часть массива дренируется притоками р. Иргийн-Гол, относящейся к басс. р. Кобдо. Северо-восточная часть массива принадлежит бассейну р. Хархира-Гол, несущей свои воды в озеро Убсу-Нур. Наконец, юго-восток массива дренируется р. Турген-Гол, которая относится к бассейну оз. Хара-Ус-Нур. Массив асимметричен- долины рек юго-западных и юго-восточных склонов в 2-3 раза превышают по протяженности долины северной направленности.

Главный водораздел массива имеет форму дуги, открытой к югу. Крайний западный отрезок длиной примерно 8 км и высотой вершин 3400-3600 м имеет субмеридиональное простираие. От высотной отметки 3687 м хребет резко поворачивает на запад-юго-запад, его высота на этом отрезке, длиной около 10 км, постепенно возрастает, достигая примерно 4000 м в своей восточной части. Далее направление хребта меняется на южное, на этом отрезке длиной около 8 км высоты вершин снижаются примерно до 3600 м. На протяжении этих участков главный водораздел имеет альпинотипный характер, на высоте более 3600 м есть также небольшие участки поверхностей выравнивания. Однако к югу от верховьев р. Омно-Сала водораздел приобретает характер обширной поверхности выравнивания, лишь с северо-востока ее граница имеет обрывистый характер за счет нескольких цирков верховьев притоков р. Турген-Гол.

Первые данные об оледенении массива Хархира была получена в 1879 г. Г.Н. Потаниным [128], в 1910 Д. Каррутерсом [211] [213], в 1916 И.П. Рачковским. В середине XX века на территории массива работали польские ученые Е. Рутковский и В. Слованский [250] [251] [252]. В 1991-1992 году на территории массива проводились экспедиционные исследования ученых факультета географии СПбГУ [107], [148]. Позднее информация об оледенении массива была обновлена автором и дополнена по результатам дешифрирования снимков Landsat 2002 г. [215], [39].

Оценки масштабов оледенения массива Хархира можно разделить на три группы. Первая группа- реконструкции оледенения по картам масштаба 1:200000 на 1969 г. [189]; масштаба 1:100000 на 1948-1950 [239] [238] [237], [219], 1970-1971 [231]. На 1948-1950 оценки суммарной площади оледенения находятся в диапазоне от 43 до 58,5 км<sup>2</sup>. Вторая группа – оценки оледенения массива на основе дешифрирования аэрофотоснимков в масштабе 1:44000 для 1988 г. [231], в масштабе 1:45000 для 1988 и 1991 г. [234], [238], [228], [237]. Эти оценки находятся в диапазоне 34,8-52,1 км<sup>2</sup>. Сюда следует также включить данные, полученные Селивановым [21] на основе дешифрирования аэрофотоснимков, вероятно середины 1960-х: 13 ледников, площадь сплошных фирновых полей в 20 км<sup>2</sup>. Наконец, есть оценки на основе дешифрирования космических снимков Landsat для 1989 г. [233] -55,3 км<sup>2</sup>, 1992 г. [218] – 57,4 км<sup>2</sup>, 2002 г. [39] [215]– 33,1 км<sup>2</sup>.

В данной работе для характеристики современного оледенения массива используется более новая информация об оледенении массива, полученная мною путем дешифрирования космических снимков SPOT-4 2006 г. Было выделено 57 ледников суммарной площадью 32,35 км<sup>2</sup> (рис. 73, табл. 79 Приложение) .

Наиболее крупные ледники расположены к северу и к северо-востоку от главного водораздела массива в бассейнах рек Хархира-Гол и Турген-Гол. Напротив, суммарная площадь ледников к югу и юго-западу от главного водораздела составляет всего около 6% от всей площади оледенения массива. Таким образом, экспозиционные контрасты для ледников массива Хархира более выражены, чем для ледников массива Тургени-Нуру.

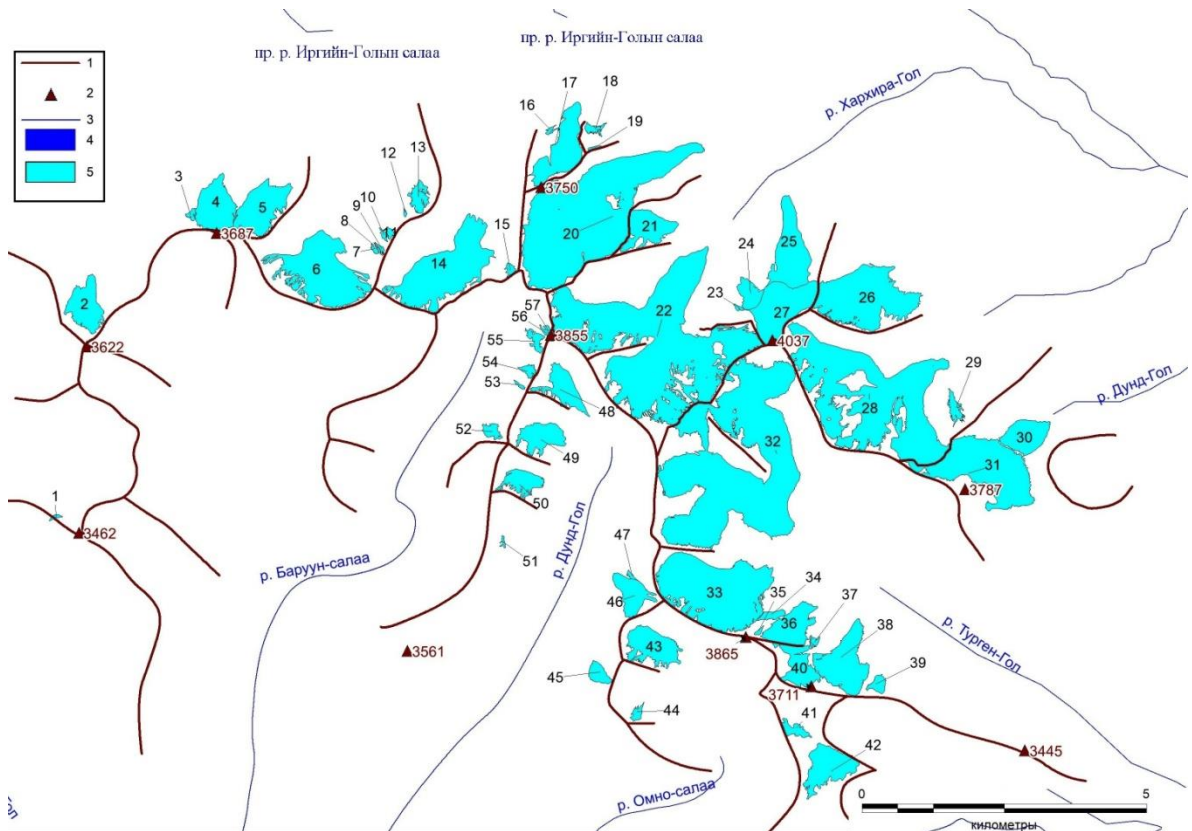


Рисунок 73. Современное оледенение массива Хархира. 1- горные гребни и ледоразделы, 2- вершины, 3- реки, 4-озера, 5- ледники

Экспозиционное распределение ледников (рис. 74) имеет вид, характерный для региона в целом – ярко выраженный максимум на подветренных северо-восточных склонах и почти полное отсутствие на наветренных склонах западных экспозиций.

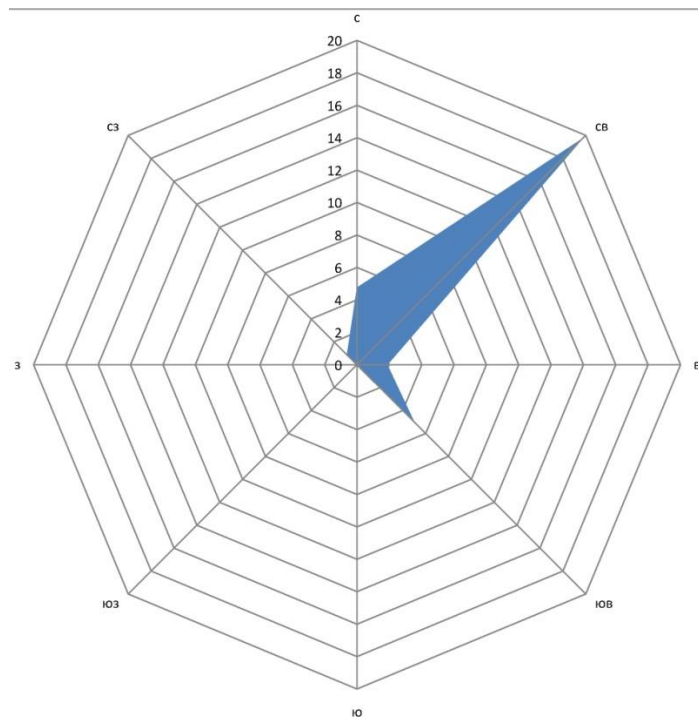


Рисунок 74. Распределение современных ледников массива Хархира по экспозициям.



Большое количество ледников на подветренных склонах свидетельствует о существенном вкладе метелевого переноса в перераспределение снега. Это также увязывается с относительно большой площадью поверхностей выравнивания на высотах более 3400 м (12,5 км<sup>2</sup>, что примерно в 2,5 раза больше, чем в массиве Тургени-Нуру). Перенос снега с этих поверхностей приводит к более существенной концентрации снега на подветренных склонах, чем перенос снега через горные гребни с наветренных склонов.

Количественно в массиве преобладают висячие ледники (около 40%), но по площади очень велика доля долинных ледников (рис. 75).

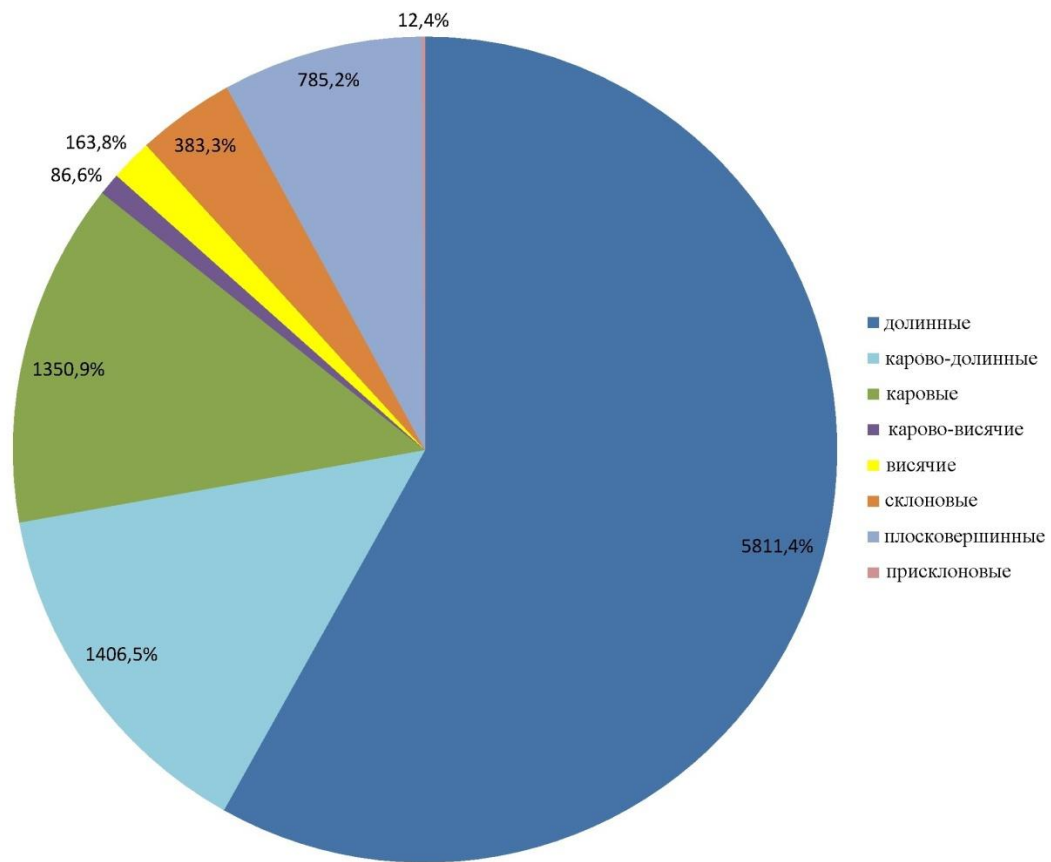


Рисунок 75. Доля (%) площади ледников разных морфологических типов от суммарной.

Средневзвешенная по площади ледников высота фирновой границы составляет 3530 м, что на 55 м выше, чем на ледниках массива Тургени-Нуру. Ледники также заканчиваются на больших высотах- так высота нижней границы долинных ледников массива Хархира в среднем на 40 м больше. В то же время ледники массива Хархира крупнее- долинные ледники имеют площадь в среднем на 0,9 км<sup>2</sup> большую, чем у ледников массива Тургени-Нуру. Так крупнейший ледник массива Хархира (№32) при площади в 4,69 км<sup>2</sup> заканчивается на высоте 3310 м, положение фирновой границы также очень высокое- около 3650 м. Возможное

объяснение больших размеров ледников – большие площади массива на высотах более 3600 м за счет большего развития поверхностей выравнивания.

Первая реконструкция оледенения массива Хархира в м.л.э., выполненная на основе дешифрирования АФС 1991 г. была приведена в работе [237] (рис. 76), согласно этой реконструкции количество ледников составляло 56, а площадь оледенения - 80,8 км<sup>2</sup> (на 1991 г. этот же автор приводит величину 35,85 км<sup>2</sup>, т.е. с максимума м.л.э. по 1991 г. оледенение сократилось на 56%).

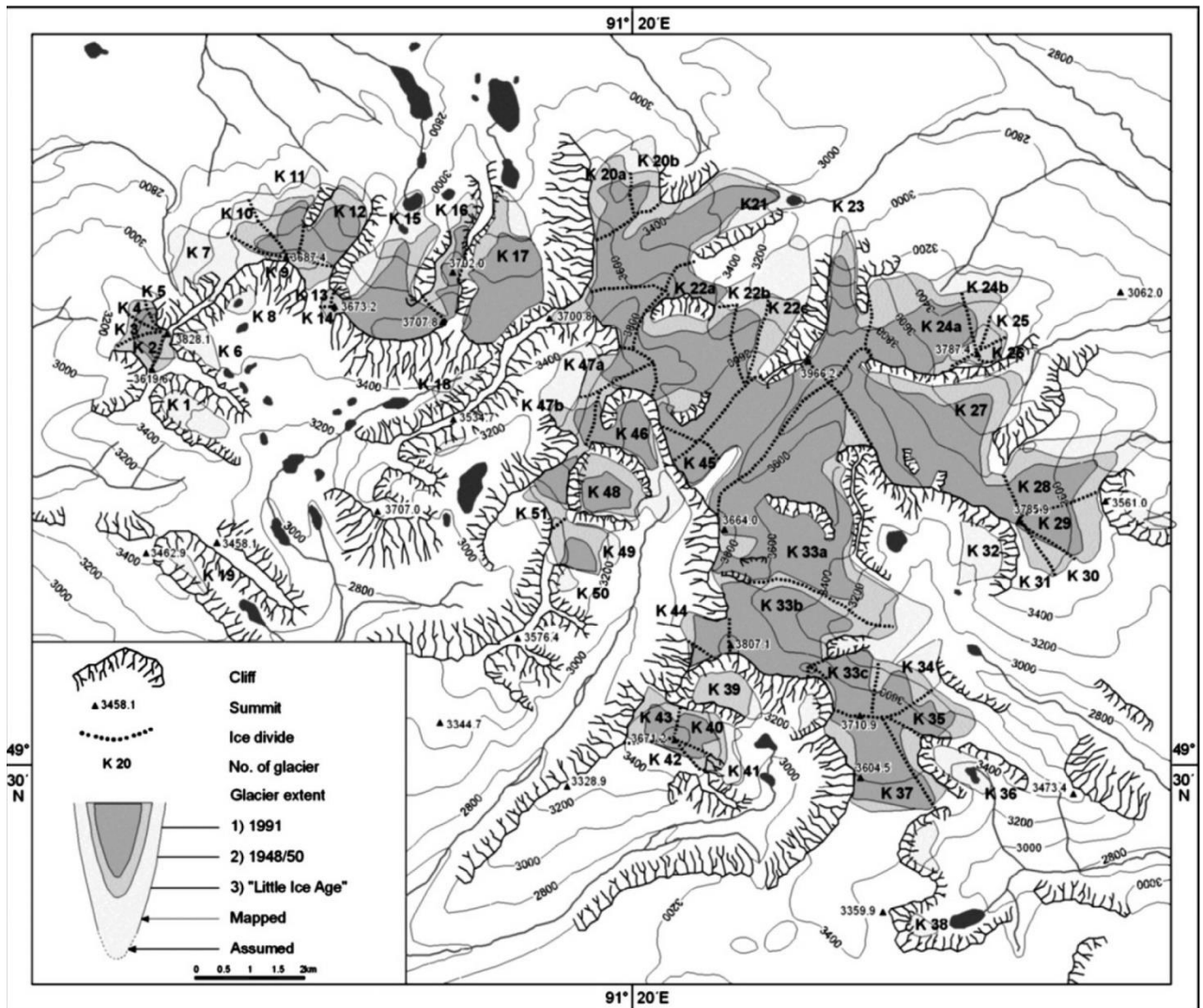


Рисунок 76. Реконструкция оледенения массива Хархира в м.л.э. из работы [237].

В своей реконструкции оледенения массива Хархира в м.л.э. (рис. 77) я опирался на дешифрирование космических снимков высокого разрешения 2006 г. и получил следующие цифры: 85 ледников суммарной площадью 78,8 км<sup>2</sup>. В период с максимума м.л.э. по 2006 г. площадь оледенения массива сократилась примерно на 59%. Если опираться на данные [237] для 1991 г., то сокращение оледенения в последний этап этого периода (т.е. в 1991-2006 гг.) составило около 3,5 км<sup>2</sup>, а значит с 1991 г. оледенение массива потеряло примерно 10% площади.

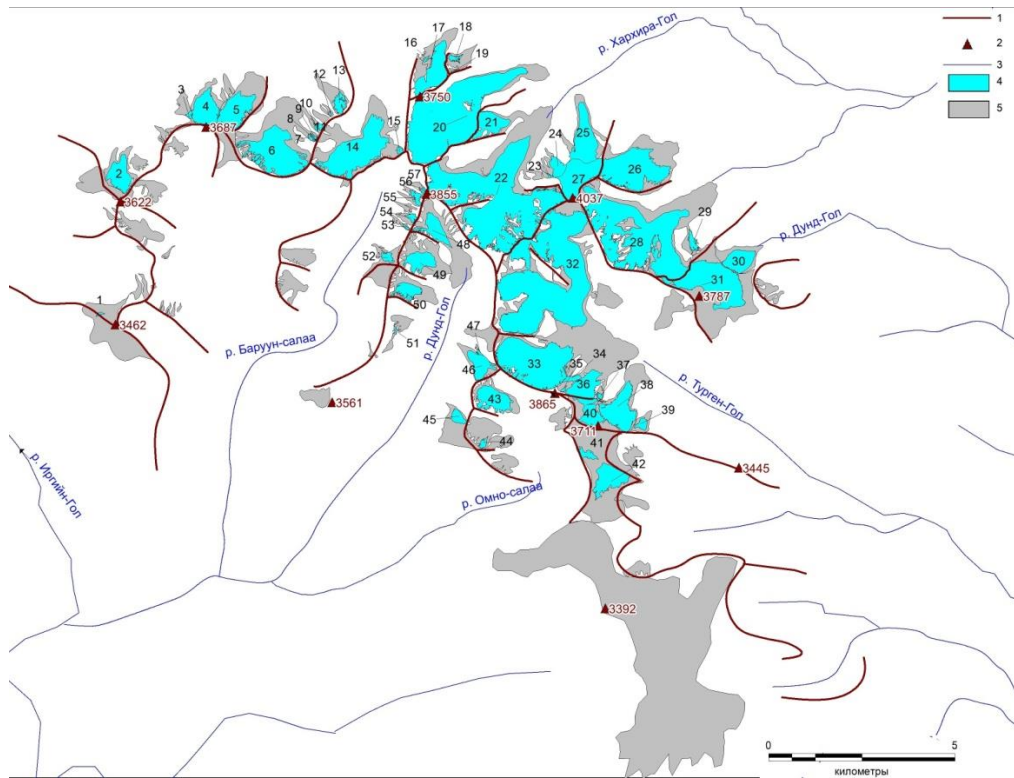


Рисунок 77. Реконструкция оледенения массива Хархира в максимум м.л.э. 1- горные гребни, 2- вершины, 3-реки, 4- современные ледники, 5- ледники в м.л.э.

В период с максимума м.л.э. по 2006 г. наибольшее сокращение оледенения произошло на юго-восточной периферии массива, где на высотах 3200-3400 м деградировали обширные плосковершинные ледники. Также исчезло множество небольших каровых ледников в долинах южной направленности. Соответственно, изменилась структура оледенения (табл. 28) – сократилась численная доля плосковершинных и каровых ледников, уменьшилась доля площади плосковершинных ледников, одновременно возросла доля площади долинных ледников. Возросло количество и доля площади карово-долинных ледников за счет отчленения притоков от крупных долинных ледников.

Таблица 28. Изменение морфологии ледников массива Хархира после максимума м.л.э.

Морфологический тип	Доля от общего количества, %		Доля от общей площади, %	
	М.л.э.	2006	М.л.э.	2006
Долинные	11	12	45	58
Карово-долинные	1	9	1	14
Каровые	25	16	14	13
Карово-висячие	8	4	2	1
Висячие	40	39	4	2
склоновые	2	12	1	4
плосковершинные	13	7	33	8
присклоновые	0	2	0	Менее 0,5

Другой тренд изменения оледенения в период с максимума м.л.э. – рост экспозиционной контрастности, в частности усиление максимума распределения оледенения на северо-восточных склонах (табл. 29). В данная тенденция является общей для всего исследуемого региона.

Таблица 29. Изменение экспозиционного распределения ледников массива Хархира после максимума м.л.э.

Экспозиция	Доля от общего количества, %		Доля от общей площади, %	
	М.л.э.	2006	М.л.э.	2006
С	17,6	28,1	8,7	14,7
СВ	24,7	29,8	53,0	61,1
В	12,9	8,8	25,0	5,8
ЮВ	7,1	3,5	4,2	15,5
Ю	0,0	0,0	0,0	0,0
ЮЗ	4,7	1,8	1,9	0,2
З	5,9	1,8	3,4	0,1
СЗ	27,1	26,3	3,9	2,7

Средняя высота фирновой границы на ледниках массива Хархира в максимум м.л.э. составляла 3470 м, таким образом, подъем фирновой границы в период с максимума м.л.э. по 2006 г. составил 60 м. Контраст в высотном положении фирновой границы между массивами Тургени-Нуру и Хархира в м.л.э. были менее выраженными. Вероятно, при переходе климатических условий к менее благоприятным для существования ледников большее значение приобретают местные различия в количестве осадков и условиях снегонакопления.

Эволюция высокогорных ГК массива Хархира рассмотрена нами на примере **ГК Дзун-Хархира** в истоках правого притока р. Хархира (рис. 78). Одноименный долинный ледник, являющийся основой данного ГК, интересен тем, что посещался в 1879 г. Г.Н. Потаниным [128], оставившим подробное описание ледника и схему его языковой части и прилегающих к ней морен.

В историческую стадию и в м.л.э. масштабы наступания ледника были близки, поэтому к настоящему моменту сохранился только один фрагмент конечно-моренного вала исторической стадии, прочие его части либо размывы, либо погребены под мореной м.л.э.

Согласно моей реконструкции в м.л.э. площадь ледника Дзун-Хархира составляла около 5 км<sup>2</sup>, длина 4 км 250 м. Ледник заканчивался на высоте около 2990 м, расчетная высота фирновой границы составляла 3495 м.

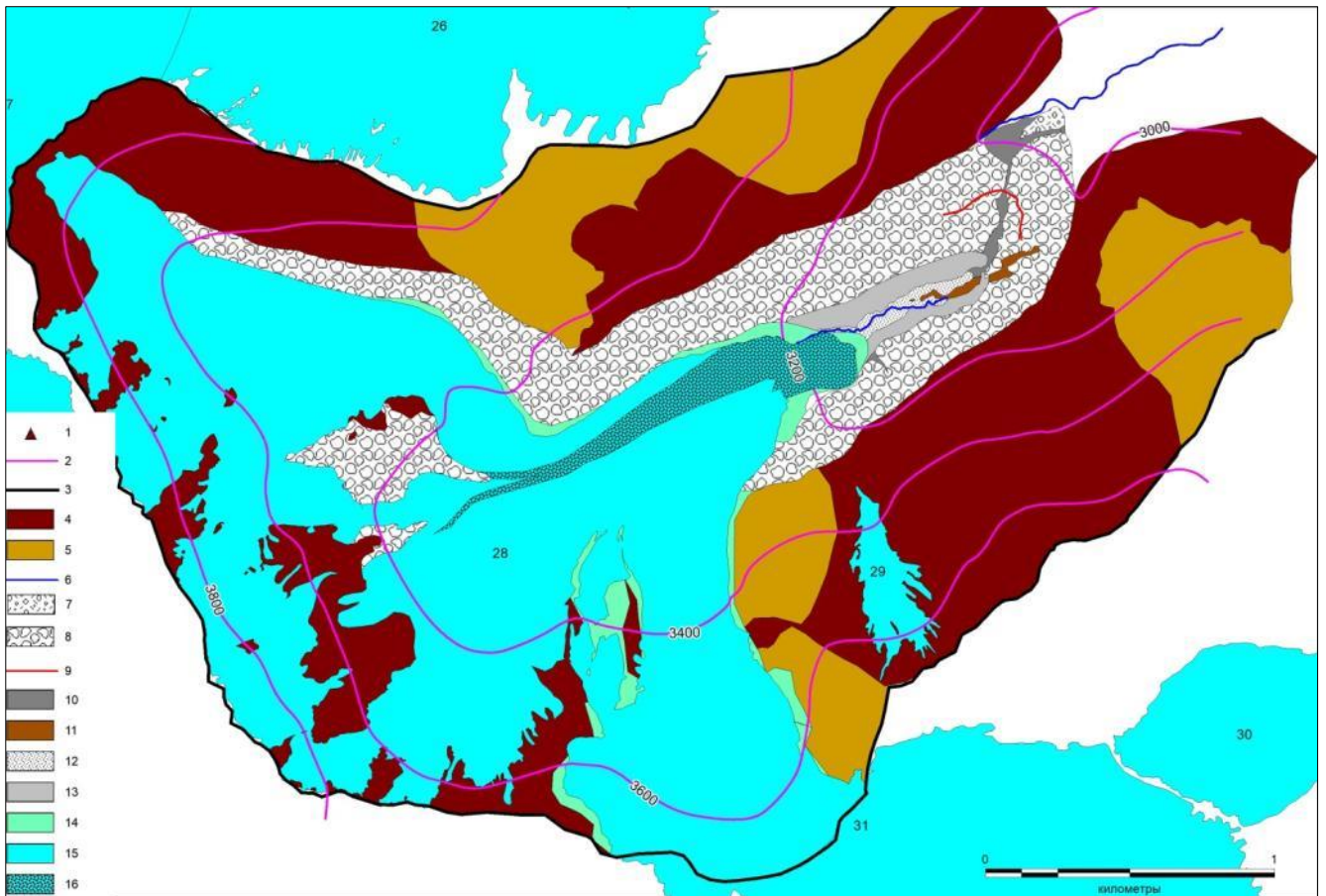


Рисунок 78. ГК Дзун-Хархира. 1- вершины, 2- изогипсы, 3- граница комплекса (водораздел), 4- скалистые склоны, 5- относительно пологие участки склонов, 6- водотоки, 7- морена исторической стадии, 8- морена м.л.э., 9- положение ледника на 1879 г. (по описанию Потанина), 10- участки размыва морены -, 11- остатки срединной морены, 12- зандр, 13- морена 1960-х, 14- ледник на 2002 г., 15- ледник на 2006 г., 16- современная срединная морена

В 1879 г. при посещении ледника Г.Н. Потаниным максимум м.л.э. был уже пройден, а ледник начал отступление. В то же время этот процесс начался незадолго до того: Г.Н. Потанин отмечает, что край ледника отстоял от гребня морены примерно на 20 сажень, т.е. примерно 43 м, причем граница ледника была не вполне отчетлива: «лед начинает попадаться от самого края морены, как только поднялись на нее, но тут он редок; дальше от края камни начинают все более и более путаться со льдом, пока, наконец, лед не возобладает окончательно» (стр. 222). Исходя из описания, можно предположить, что образование морены м.л.э. происходило путем постепенного бронирования краевой части ледника с последующей потерей связи между ней и основным телом ледника. По всей видимости, к 1879 г. последнее еще не произошло и формирование моренного комплекса м.л.э. все еще продолжалось, о чем свидетельствует как схема, составленная Потаниным, так и следующая цитата из его описания: «Боковых морен у Харкиринского ледника почти нет; крылья конечной морены заворачиваются назад, к вершине ледника, но не идут далеко, так что объемлют с боков самую ничтожную нижнюю часть

ледника». В настоящее время, тем не менее, боковые морены м.л.э. ледника Дзун-Хархира выражены достаточно отчетливо. Таким образом, можно говорить о том, что конечно-моренный вал у фронта ледника и боковые морены образовались не одновременно.

На основании схемы Г.Н. Потанина и его описания удалось восстановить положение края ледника на 1879 г. Сопоставление реконструированного контура ледникового фронта с результатами дешифрирования космических снимков Landsat 2002 г. и SPOT-4 2006 г. позволяет говорить о том, что за весь период с 1879 по 2006 г. ледник отступил на 791 м, из них в интервале 2002-2006 гг. на 52 м. Таким образом, средняя скорость отступления ледника в 1879-2002 г составляла примерно 6 м/год, в интервале 2002-2006- возросла более чем в 2 раза и составила 13 м/год. Это ускорение отступления, вероятно, является климатически обусловленным, поскольку подобное явление отмечается в эти годы на большинстве долинных ледников региона. Однако в целом для долинных ледников региона исследований такие скорости отступления невелики.

Сравнительно низкие скорости отступления ледника объясняются выраженностью процессов бронирования ледника. Так в настоящее время нижняя часть ледника на протяжении примерно 250 м полностью забронирована, кроме того на протяжении примерно 1,5 км хорошо выражена срединная морена, достигающая ширины 150 м. В то же время в период посещения ледника Г.Н. Потаниным данная морена имела существенно меньшую ширину и не достигала нижнего края ледника. Другое небольшое моренное поле с ледниковыми столами располагалось у края ледника – в настоящее время его следами является моренная гряда, начинающаяся примерно на 300 м ниже ледника (№11 на легенде).

Вероятно, за счет большей площади открытой поверхности ледника абляция на ранних этапах его деградации после максимума м.л.э. была более выражена, о чем говорит большое количество ручьев на поверхности ледника в описании Г.Н. Потанина и наличие в то время двух потоков, стекавших с ледника через гребень морены м.л.э. Сейчас сохранился только один водоток, причем вся вода из него уходит в морену, не достигая ее гребня. О существенно большем, чем сейчас, масштабе ледникового стока говорит сильная размытость морены исторической стадии.

Резкий рост степени забронированности ледника связано с деградацией его западной части на крутом (более 40°) участке склона на высотах 3450-3650 м. Соответственно, помимо поступления осыпного и обвального каменного материала на поверхность ледника, большую роль в его динамике играет поступление лавинного и обвального снежно-ледового материала со снежных карнизов, расположенных над этим склоном. В настоящее время ледниковые потоки, соединяющие этот участок ледника с его основной частью, сохранились только на северо-западном и юго-восточном его краях. В перспективе можно ожидать полного отсоединения



верхней пригребневой части ледника от той его части, что расположена на днище цирка. В этом отношении ледник Дзун-Хархира имеет большую степень сходства с описанным ранее ледником Том-Турген, но по сравнению с последним находится в более ранней стадии своей эволюции. По аналогии с ледником Том-Турген в будущем следует ожидать дальнейшего усиления бронирования ледникового языка и, как следствие, замедления его отступления.

#### **4.4.4. Массивы Талдуайр, Монгун-Тайга-Малая и хребет Чихачева.**

В 19 веке все горное поднятие от истоков Джазатора до Западного Саяна обозначалось на карте как хр. Сайлюгем. В.А. Обручев [120] предложил разделить орографически разные части этого горного сооружения на широтно простирающийся участок между перевалами Ташанты и Уландаба, сохраняющий название Сайлюгем, и меридиональный отрезок между перевалом Ташанты и озером Джулу-куль под названием хребет Чихачева. Подобное разделение впоследствии закрепилось на топографических картах и принято было в научном обиходе. Отдельной единицей следует считать примыкающий с запада к хребту Чихачева горный массив ромбовидный массив шириной и длиной около 25 км, который в разных источниках называется горы Сайлюгем [159] или Талдуайрский массив [119]. Во избежание путаницы с собственно хр. Сайлюгем, на взгляд автора целесообразнее принять второй вариант названия. Хребет Чихачева в орографическом отношении неоднороден: его северная часть (к северу от перевала Асхатты) в водораздельной части имеет характер высокого плато с ровной или слабовсхолмленной поверхностью и средней высотой около 3000 м. Современное оледенение здесь отсутствует и в отношении динамики высокогорных ГК не представляет большого интереса. Исключением являются уже упоминавшийся массив Талдуайр, высотой до 3505,7 м (строго говоря, не входящий в состав хребта Чихачева), а также смещенный к востоку относительно водораздела хр. Чихачева высокогорный участок с наивысшей точкой 3717,6 (г. Монгун-Тайга-Малая), который автор обозначает как массив Монгун-Тайга-Малая. Южная часть представляет собой систему разветвленных альпинотипных гребней, с преобладающими высотами 3400-3800 м и максимальной высотой чуть более 4000 м, многочисленными трогами, карами и цирками и существенным современным оледенением.

**Массив Талдуайр.** Наличие ледников в массиве Талдуайр было в 1928 г. отмечено Л.И. Семихатовой, обнаружившей 4 висячих ледника в верховьях р. Б. Сайлюгем и левых притоков р. Янтау, в бассейне р. Бугузун [159]. В то же время какие-либо более подробные описания, схемы или численные характеристики этих ледников не приведены. На этом имеющаяся к настоящему моменту об этих ледниках информация исчерпывается, в Каталоге ледников СССР эти ледники отсутствуют. На основе дешифрирования космических снимков Landsat 2000 г

разрешением 14.25 м мной в массиве Талдуайр были выделены 7 малых ледников, суммарной площадью 1,14 км<sup>2</sup> (табл. 80, Приложение, рис. 79). Ледники массива находятся в одной из последних стадий сокращения оледенения, когда сохраняются лишь разрозненные малые ледники в пригребневой зоне наиболее высоких горных гребней, с их северной или северо-восточной стороны. Все ледники расположены на высотах более 3080 м при средней взвешенной высоте фирновой границы 3265 м. Висячие ледники находятся на грани трансформации в многолетние снежки или полного исчезновения. Наиболее жизнеспособным выглядит единственный каровый ледник (№7), занимающий выгодное положение в высоко расположенном каре (высота днища около 3150 м), судя по расположению морен м.л.э. этот ледник достаточно устойчив и сокращается медленно.



Рисунок 79. Реконструкция оледенения массива Талдуайр. 1- горные хребты, 2- горные вершины, 3- реки, 4- ледники в максимум м.л.э., 5- современные ледники

В малую ледниковую эпоху согласно реконструкции автора (рис. 79) суммарная площадь оледенения составляла примерно 3,1 км<sup>2</sup>, т.е. сокращение оледенения с максимума м.л.э. составило 63%. Такая большая величина, существенно превышающая значения сокращения ледников других центров оледенения в пределах изучаемого района связана с двумя причинами. Во-первых, при изначально очень небольших размерах и малым вертикальным диапазоном при сравнительно небольшой абсолютной высоте горного



обрамления ледники массива Талдуайр были в меньшей степени устойчивы к изменениям климата. Во-вторых, после подъема границы питания выше уровня 3100 м (высота днищ наиболее высоких каров) произошел переход оледенения от карового к висячему типу, сопровождаемый скачкообразным сокращением ледников внутри каров. Обращает на себя внимание, что депрессия фирновой границы составила в среднем 130 м, что близко к значениям, полученным для массива Монгун-Тайга.

**Массив Монгун-Тайга-Малая.** Оледенение массива Монгун-Тайга-Малая ранее никем не отмечалось, даже в работе Л.И. Семихатовой, посвященной оледенению хр. Чихачева, не отмечено оно и в Каталоге ледников СССР. При дешифрировании ортотрансформированных снимков SPOT-5 высокого разрешения (2,5 м), дата съемки 04.09.2011 мной были выделены здесь 5 ледников суммарной площадью 0,83 км<sup>2</sup> (табл. 81, Приложение, рис. 80).



Рисунок 80. Изменение оледенения массива Монгун-Тайга-Малая после максимума м.л.э. 1- горные хребты, 2- вершины, 3- реки, 4- ледники в м.л.э., 5- ледники в 2000 г, 6- ледники в 2011 г.

Несмотря на большую высоту гор на этом участке по сравнению с массивом Талдуайр, ледники массива Монгун-Тайга-Малая столь же близки к полному исчезновению. Вероятно, это связано с меньшим количеством осадков, поскольку массив Монгун-Тайга-Малая находится в

зоне орографической тени хребта Чихачева. Подтверждением меньшего количества осадков служит более высокое положение средневзвешенной фирновой границы 3335 м (т.е. на 70 м).

Вероятно, аридными условиями можно объяснить процессы бронирования малых ледников, имеющие место на обоих каровых ледниках массива Монгун-Тайга-Малая.

Сокращение суммарной площади ледников с максимума м.л.э. составило около 60% (рис. 80). Высотное положение ледников с м.л.э. очень мало изменилось, равно как и положение фирновой границы, составившее в среднем всего 15 м. Вероятно, условия питания ледников этой территории были также неблагоприятными. С другой стороны это свидетельствует об относительной устойчивости положения концов ледников Монгун-Тайги-Малой, использующих серию каров расположенных на уровне 3200-3300 м. В период с максимума м.л.э. ледники испытали разделение на формы меньших размеров, более соответствующих форме каров. Этим объясняется существенное изменение площади ледников в этот период.

**Южная часть хребта Чихачева.** Белки и скопления снега в южной части хр. Чихачева отмечались Г.Н. Потаниным [127] и В.В. Сапожниковым [140], но фактическим первооткрывателем оледенения южного массива хребта Чихачева была Л.И. Семихатова [159], обнаружившая ледники в верховьях рек Бар-Бургазы и Асхатты (Асгатын-Гол), а также с водораздела р. Левый Богуты и Катунь (Бага-Хатугийн-Гол) были описаны несколько ледников на территории Монголии. Всего Л.И. Семихатова выделила 13 ледников, их суммарная площадь ей оценивалась в 5 км<sup>2</sup>.

Данные Л.И. Семихатовой были позднее уточнены при составлении Каталога ледников (рис. 81). По данным Каталога ледников на западном склоне хребта Чихачева насчитывается 16 ледников суммарной площадью 4,4 км<sup>2</sup>. Площади ледников и положение на них фирновой границы были определены по результатам наземно-визуальных наблюдений Л.Н. Ивановского в августе 1958 г [66].

В ходе работ Л.Н. Ивановского в 1958 году на единственном долинном леднике западного макросклона- леднике Григорьева было отмечено положение конца ледника на уровне 2900 м и его отступление за 30 лет на 50 м. Положение снеговой линии на леднике по данным Л.Н. Ивановского составило 3150-3200 м. Также было зафиксировано положение морен м.л.э. и исторической стадии, а также отсутствие осцилляционных моренных валов.

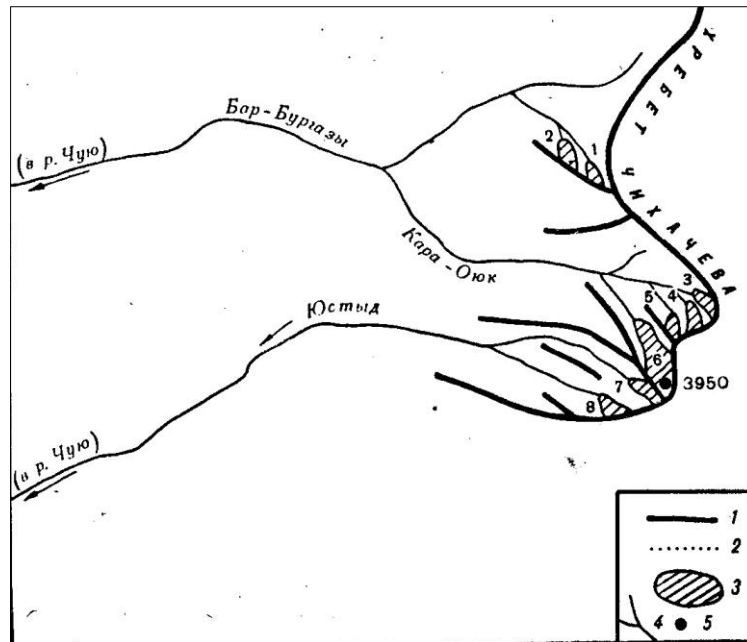


Рисунок 81. Схема расположения ледников в истоках р. Чуи (бассейны рек Бар-Бургазы и Юстыд) из Каталога ледников СССР [54]. 1- водораздел, 2- ледораздел, 3- ледник и его номер, 4- река, 5- вершина

Позднее использование материалов аэрофотосъемки позволило Е.И. Селиванову и Ж. Бямба [21] выделить в районе г. Тургэни-Эхни-Ула (гора Турген-Ула, 4029 м) около 20 небольших ледничков, длиной до 2-3 км. Суммарная площадь сплошных фирновых полей была здесь оценена ими в 30 км<sup>2</sup>. Известны также оценки площади ледников хребта Чихачева на территории Монголии (Ikh Turgen), сделанные для 1940-х годов по топокарте масштаба 1:100000 [234], топокартам и аэрофотоснимкам (Dashdeleg, 1990). В настоящее время готовятся к публикации результаты дешифрирования космических снимков Landsat американскими исследователями на 1998 и 2011, по предварительным оценкам этих авторов 62 ледника площадью 27,8 км [233].

Таким образом, имеющаяся к настоящему моменту информация об оледенении южной части хр. Чихачева носит довольно разрозненный характер, отсутствуют детальные схемы и каталоги ледников. Проведенные автором работы призваны восполнить этот пробел. По результатам дешифрирования автором ортотрансформированных снимков SPOT-5 высокого разрешения (2,5 м), дата съемки 04.09.2011, на 2011 г. оледенение южной части хр. Чихачева представлено 85 ледниками, их общая площадь составляет 29 км<sup>2</sup> (рис. 82, табл. 82 Приложение). Из этого числа на территории России находятся 14 ледников суммарной площадью 1,54 км<sup>2</sup>.

Автором были обнаружены и добавлены в каталог 6 ранее нигде не отмеченных малых ледников в бассейнах р. Левый Богуты и Правый Богуты. Что же касается бассейнов рек Бар-

Бургазы и Юстыд, то оно составило 1,35 км<sup>2</sup>, т.е. имело место более чем трехкратное сокращение площади оледенения в период 1958-2011 гг.

Распределение ледников по речным бассейнам очень четко показывает зависимость ледников от перераспределения твердых осадков метелевым переносом. Оледенение западного наветренного макросклона основного водораздела составляет всего около 5% от общей площади оледенения, а все ледники, за исключением ледника Обручева (№1), ледника Григорьева (№5) и карового ледника №7 близки к полному исчезновению.

В целом для центра оледенения части хребта Чихачева характерны небольшие ледники, даже крупнейшие ледники не превышают по площади 2,5 км<sup>2</sup>. Количественно преобладают малые висячие ледники, хотя суммарная площадь долинных ледников составляет около половины всей площади оледенения юга хребта Чихачева.

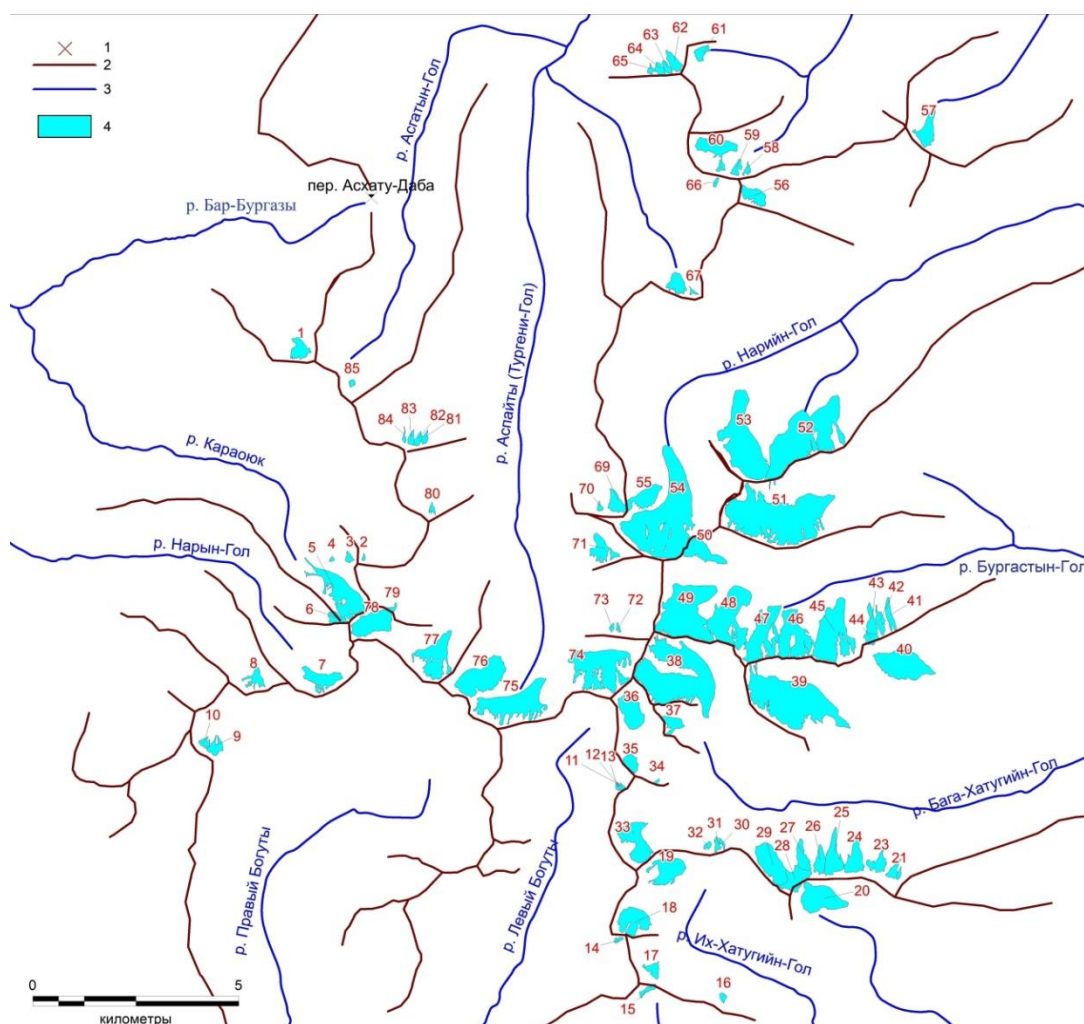


Рисунок 82. Современное оледенение южной части хр. Чихачева. 1- перевалы, 2- водоразделы, 3- реки, 4- ледники (с указанием номеров согласно табл. 82)

Примечательно, что среднее высотное положение фирновой границы на ледниках данного центра оледенения (3425 м) мало отличается от ее высоты для массива „Монгун-Тайга“ (3390 м), а высота главной вершины (4029 м) даже больше высоты главной вершины массива

Монгун-Тайга (3970 м), несколько выше здесь и основные горные гребни, несущие оледенение. Тем не менее, ледники не образуют здесь такого компактного ледникового комплекса, как ледниковый комплекс главной вершины массива Монгун-Тайга, а разрозненны и в целом имеют меньшие размеры. Причина этого явления- сравнительно малое развитие на территории юга хребта Чихачева поверхностей выравнивания, играющих важнейшую роль в накоплении и перераспределении снега. Площади поверхностей выравнивания на высотах более 2800 м здесь почти в 3 раза меньше, чем в массиве Монгун-Тайга (табл. 2). Итак, в текущую фазу эволюции оледенения наличие развитого альпинотипного рельефа оказывается для ледников менее благоприятным, чем наличие высоко расположенных поверхностей выравнивания.

Согласно реконструкции автора в м.л.э. суммарное оледенение южной части хр. Чихачева было представлено 94 ледниками суммарной площадью 59,1 км<sup>2</sup>. С максимума м.л.э. по 2011 год площадь оледенения уменьшилась примерно на 51%. Характер деградации ледников в разных частях данного района была различной- если в восточной и центральной части (рис. 83) имел место распад нескольких долинных ледников или трансформации долинных ледников в карово-долинные, то на северной и западной периферии (рис. 84, рис. 85) исчезло большое число ледников, преимущественно карового типа, а сохранились в основном висячие ледники.

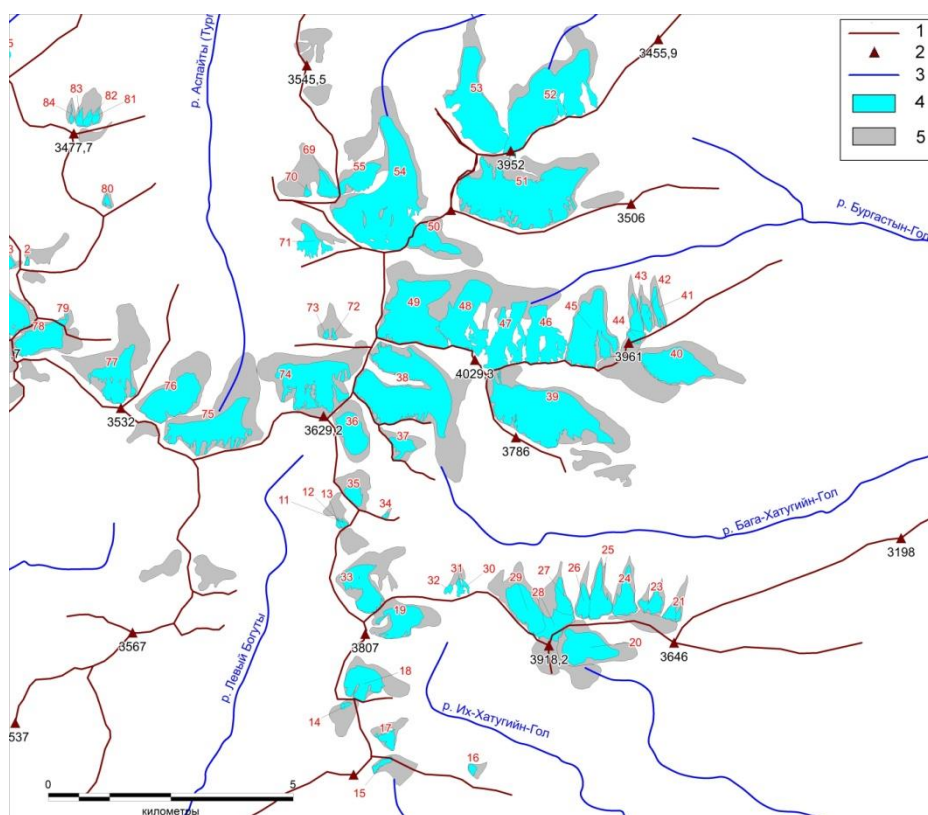


Рисунок 83. Изменение оледенение восточной и центральной части хр. Чихачева с максимума м.л.э. по 2011 г. 1- водоразделы, 2- реки, 3- ледники в 2011 г, 4- ледники в максимум м.л.э.

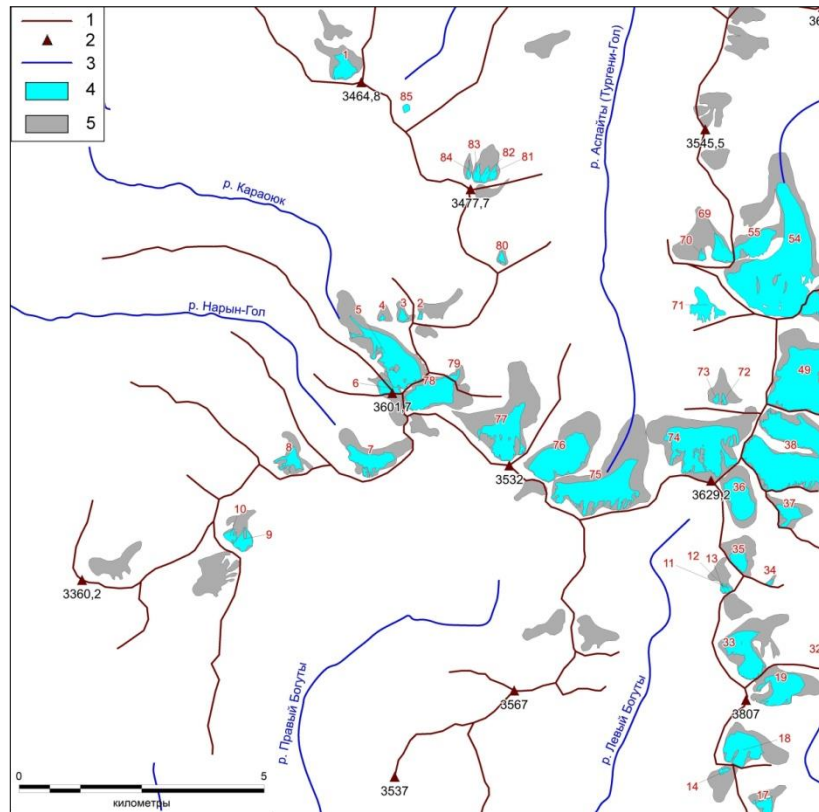


Рисунок 84. Изменение оледенение западной части хр. Чихачева с максимума м.л.э. по 2011 г.

1- водоразделы, 2- вершины, 3- реки, 4- ледники в 2011 г, 5- ледники в максимум м.л.э.

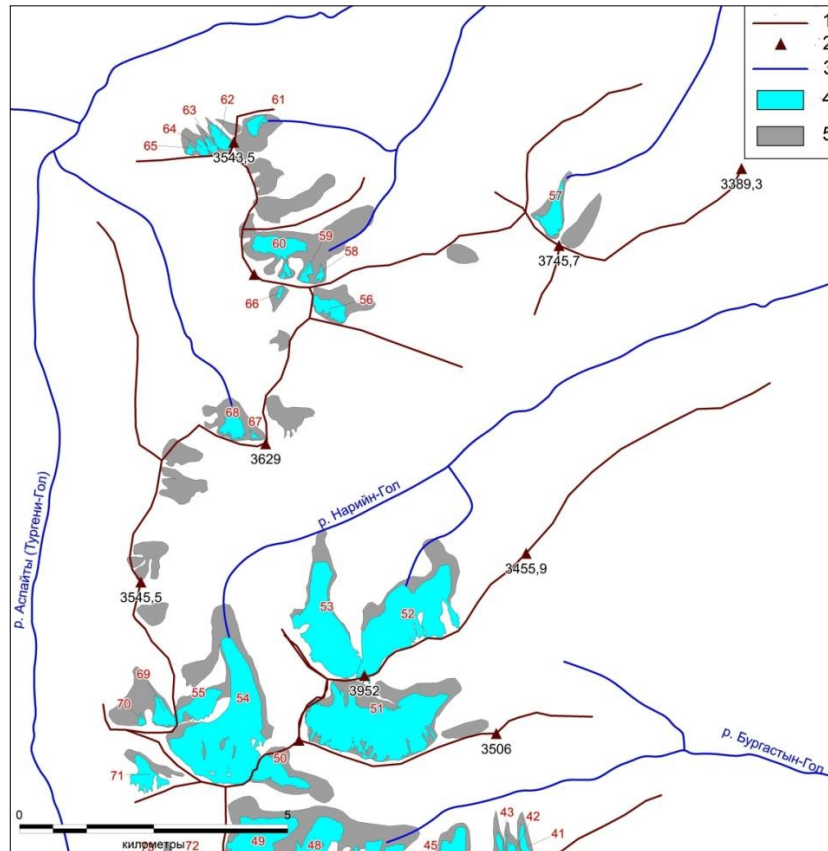


Рисунок 85. Изменение оледенение северной части хр. Чихачева с максимума м.л.э. по 2011 г.

1- водоразделы, 2- вершины, 3- реки, 4- ледники в 2011 г, 5- ледники в максимум м.л.э.



В целом для центра оледенения юга хребта Чихачева с максимума м.л.э. произошло увеличение доли висячих ледников, как в отношении количества, так и относительной площади (табл. 30), напротив, заметно снизилось количество и относительная площадь долинных и карово-долинных ледников.

Таблица 30. Изменения морфологической структуры оледенения хр. Чихачева в период с максимума м.л.э. по 2011 г.

Морфологический тип	Доля от общего количества, %		Доля от общей площади, %	
	М.л.э.	2011	М.л.э.	2011
Висячие	25	46	8	13
Карово-висячие	3	5	3	1
Каровые	26	6	9	12
Карово-долинные	18	8	17	17
Долинные	18	14	56	51
Плосковершинные	8	6	5	2
Склоновые	2	2	1	<1
Присклоновые	0	1	0	<1

Возросло относительное количество и относительная площадь ледников северной экспозиции, одновременно существенно уменьшились значения этих показателей для ледников северо-восточной, восточной и юго-восточной экспозиций (табл. 31).

Таблица 31. Изменение экспозиционного распределения ледников в период с максимума м.л.э. по 2011 г.

Экспозиция	Доля от общего количества, %		Доля от общей площади, %	
	М.л.э.	2011	М.л.э.	2011
С	28	36	27	38
СВ	27	25	34	24
В	14	10	14	21
ЮВ	10	5	7	4
Ю	2	1	1	1
ЮЗ	4	1	2	<1
З	1	0	0	0
СЗ	13	23	15	11

Таким образом, наиболее устойчивыми к изменению климата оказываются ледники, существующие за счет малой абляции на затененных склонах, тогда как наиболее уязвимыми

оказываются ледники подветренных склонов, выживающие благодаря многократной концентрации твердых осадков. Подобный характер эволюции оледенения в первую очередь связан с его реакцией на уменьшение количества осадков, поскольку для ледников с большой концентрацией снега сокращение количества осадков на какую-либо величину приводит к соответствующему уменьшению аккумуляции, равному величине сокращения, умноженной на коэффициент концентрации, следовательно, чем больше значения коэффициента концентрации, тем больше и уменьшение аккумуляции.

Средняя взвешенная высота фирновой границы в максимум м.л.э. составила по расчетам 3360 м, т.е. с этого времени по 2011 г. подъем фирновой границы был всего 65 м.

Один из характерных для всего исследуемого региона примеров динамики высокогорных ГК- изменения ГК Бургастын-Гол, приуроченного к восточному макросклону хребта Чихачева (рис. 86).

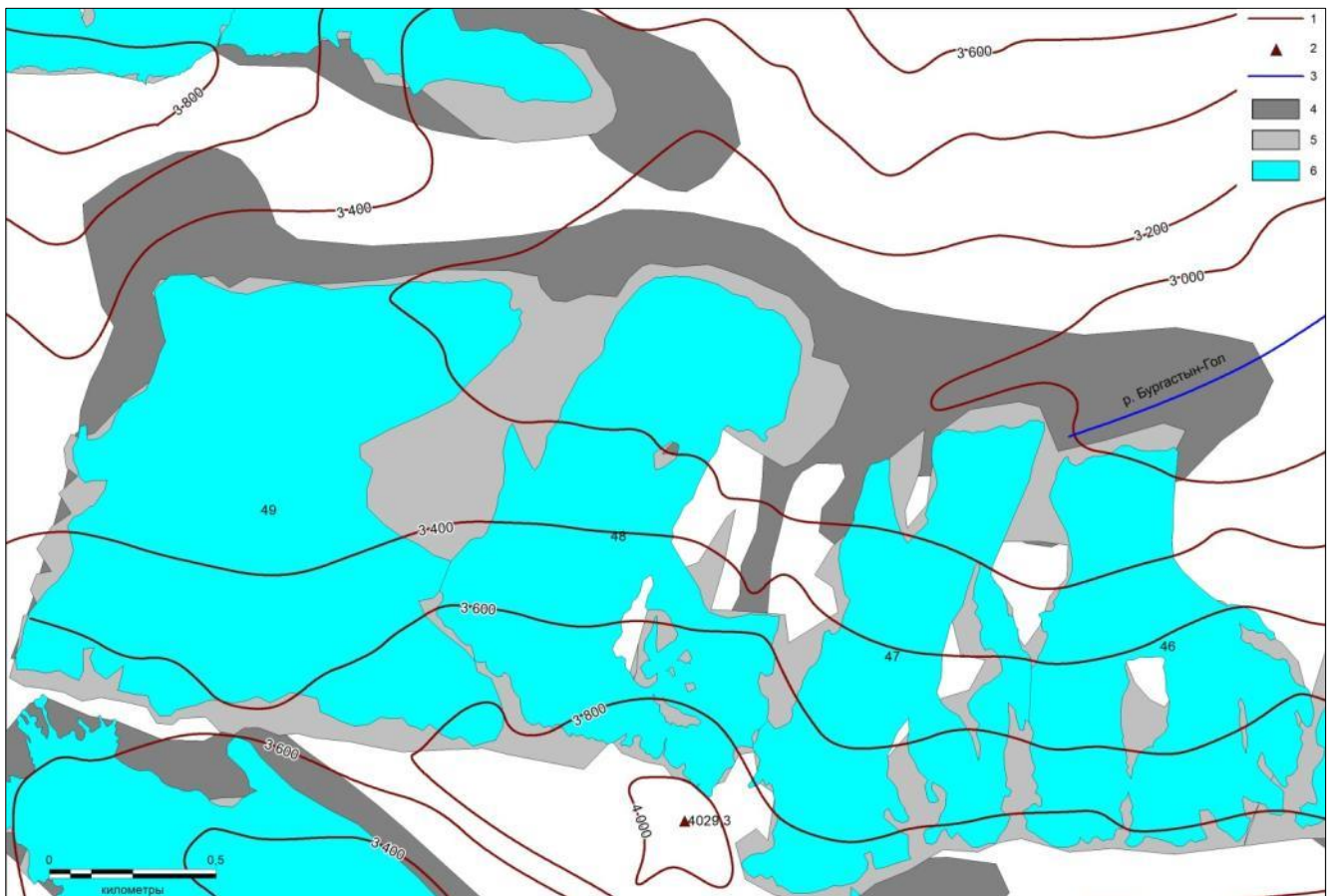


Рисунок 86. ГК Бургастын-Гол. 1- водоразделы и ледоразделы, 2- вершины, 3- реки, 4- положение ледника в максимум м.л.э., 5- положение ледников в 2000 г., 6- положение ледников в 2011 г.

Верховья долины находятся между двумя субширотными горными гребнями: южным, со средней высотой более 3800 м и максимальной высотой до 4029,3 м. (г. Турген-Ула), и северным- более 3600 и до 3896 м, соответственно. Соединяющий их отрезок главного



водораздела хребта Чихачева снижен на участке ледникового перевала до 3300 м. Верхняя часть долины с высотами 3300-2860 м имеет широтное простирание, немного разворачиваясь к северо-западу после сужения на высотном уровне днища около 3000 м. Горное обрамление долины с юга мало изрезано и за исключением нескольких небольших каров с днищами на высотах 3300 м и более, и представляет собой монолитную стену крутизной в среднем 50-60°. Северное обрамление имеет более расчлененный характер благодаря глубокому цирку юго-восточной экспозиции, открывающемуся в долину.

В максимум м.л.э. в верховьях долины Бургастын-Гол существовал долинный ледник площадью 5,1 км, спускавшийся примерно до высоты 2900 м, который являлся на тот момент крупнейшим по площади на территории хр. Чихачева. Ледник получал одностороннее питание со склонов северной экспозиции, в то же время как со склона южной экспозиции не принимал ни одного притока, даже ледник, выходящий из упомянутого выше цирка юго-восточной экспозиции, не соединялся с ним. Подобные ледники отмечены Троновым как весьма характерные для современного состояния оледенения на Алтае (Тронов, 1949) (с. 342). «Такие ледники получают дополнительное питание с теневой стороны, где снеговые поля спускаются до поверхности ледника, в то время как другая сторона ледниковой долины обнажена от снега. Ледник от нее отходит и получает наклон не только вниз по долине, но и вбок, к бесснежной стороне.» Согласно М.В. Тронову, одностороннее расположение языка ледника - следствие нарушения принципа соответствия, т.е. долина становится слишком широкой для ледника, в результате ледник отступает не только вверх по долине, но и вбок и в итоге разделяется.

Вполне в соответствии с этой схемой после максимума м.л.э. ледник распался. Согласно топографической карте 1:100000 1982 г. издания, отступление ледника «вбок» привело уже к тому времени к его разделению в нижней части на два языка, направленных почти перпендикулярно долине. К 2000 г. ледник окончательно разделился на два ледника, каждый из которых, в свою очередь, к 2011 г. распался еще на 2 ледника. К настоящему моменту на месте бывшего долинного ледника существуют 4 ледника (№46,47, 48, 49), наиболее крупный из них имеет площадь около 1 км<sup>2</sup>. Сокращение площади оледенения на этом участке с максимума м.л.э. составило около 30%.

Схожая картина сокращения ледника отмечена автором на территории верховьев правого притока р. Толайты в массиве Монгун-Тайга, с той лишь разницей, что при меньших на 300-400 м высотах горного обрамления ледник в м.л.э. имел там более скромные размеры, как и продукты его распада- современные ледники №№ 25-29. По аналогии с ледниками массива Монгун-Тайга, в верховьях р. Бургастын-Гол в перспективе следует ожидать деградации выходящих в долину языков ледников и их трансформация в серию висячих ледников и каровый ледник в тыловой части долины. Вероятно, этот процесс будет происходить

медленней, чем недавний распад ледников, т.к. положение образовавшихся в результате ледников более выгодно с точки зрения положения в рельефе, а их языки находятся на участках наиболее интенсивного лавинного сноса. Это должно предопределить их относительную устойчивость на современном этапе изменений климата.

#### 4.4.5. Хребет Сайлюгем

Хребет Сайлюгем представляет собой горное сооружение вытянутое примерно на 150 км с северо-востока, где оно граничит с хр. Чихачева на юго-запад, где оно непосредственно стыкуется с горным узлом Таван-Богдо-Ола и хребтами Монгольского Алтая. На востоке высота водораздельной части хребта составляет 2500-3000 м при слабом расчленении рельефа и малочисленности и малой выраженности ледниковых форм рельефа. В центральной части хребет приобретает субширотную направленность и его отдельные вершины достигают 3500 м, а ледниковый рельеф становится более отчетливым, хотя информация о современных ледниках на этом отрезке хребта отсутствует. Наконец, в западной части хребет приобретает юго-юго-западную направленность, а высота водораздельной части возрастает от 3000 м до 3600 м. Хребет Сайлюгем на этом отрезке приобретает сильно расчлененный альпинотипный характер, в его осевой части альпинотипные формы сочетаются с высоко поднятыми поверхностями выравнивания. На том отрезке широко представлены высокогорные ГК и имеется современное оледенение.

Информация о современном оледенении хребта Сайлюгем до сих пор относилась преимущественно к территории России, т.е. к северному склону хребта. В Каталоге ледников СССР [56] отмечены ледники на двух участках хребта: на наиболее северном участке хребта в месте его сближения с Южно—Чуйским хр. в бассейнах р. Жумалы и р. Усай ( 2 ледничка №246 и № 247, суммарной площадью 0,3 км<sup>2</sup>), и в западной части в бассейне р. Аргамджи-1 на стыке с горным узлом Таван-Богдо-Ола (ледники № 248-252, суммарной площадью 4,2 км<sup>2</sup> (рис. 87)).

В работе В.П. Галахова и А.Г. Редькина [30] на основе анализа топографических карт в масштабе 1:100000 к 4 ледникам в бассейне р. Аргамджи-1 были добавлены 8 ледников суммарной площадью 2,89 км<sup>2</sup>, а также составлен каталог ледников хребта на территории Монголии (бассейны рек Шетк-Ойгор-Гол и Их-Ойгорын-Гол, суммарной площадью 4,12 км<sup>2</sup>).

Наземно-визуальные наблюдения, использование космических снимков высокого разрешения (Landsat 2000 г., Spot-2 23.07.2006, Spot-2 12.09.2007, Spot-5 22.08.2013 г., а также свободно доступных в интернете снимков) позволяет более точно определить параметры современного оледенения хр. Сайлюгем, а также реконструировать ледники по состоянию на

максимум м.л.э. Кроме этого, для крупнейших ледников хр. Сайлюгем автором проведено дешифрирование аэрофотоснимков 1962 г.

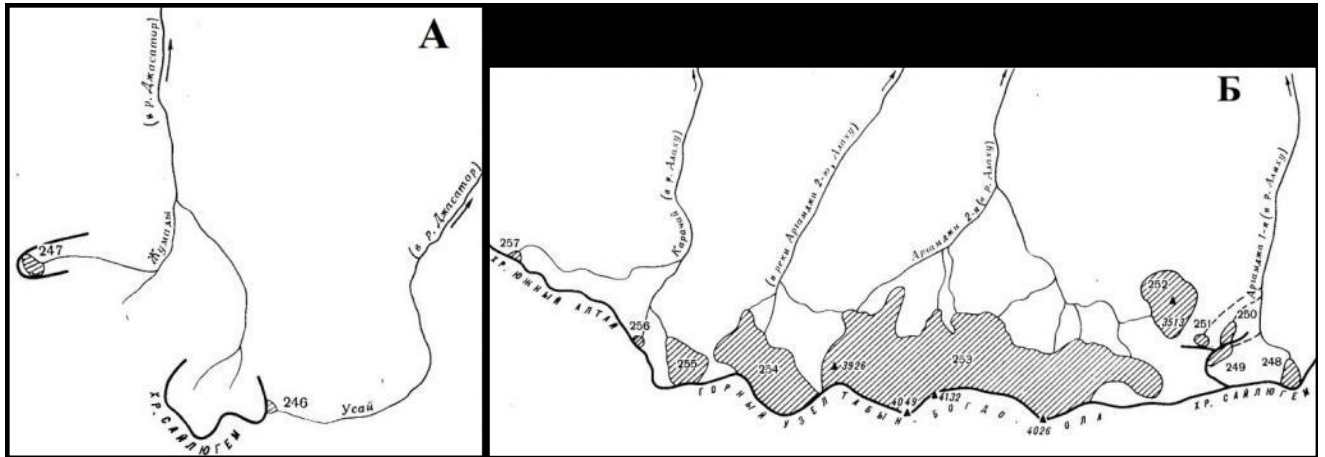


Рисунок 87. Схема расположения ледников в бассейнах р. Джумалы и Усай (А) и в верховьях Алахи (Б) из Каталога ледников СССР. [56] Уловные обозначения см. рис. 81.

В центральной части хр. Сайлюгем в районе горного массива Саржематы автором обнаружены два малых ледника (рис. 88), ранее не описанных и не указанных в Каталоге ледников СССР. Это каровые ледники площадью  $0,02 \text{ км}^2$  (№1) и  $0,04 \text{ км}^2$  (№2), спускающиеся до высотных отметок и 3200 м.

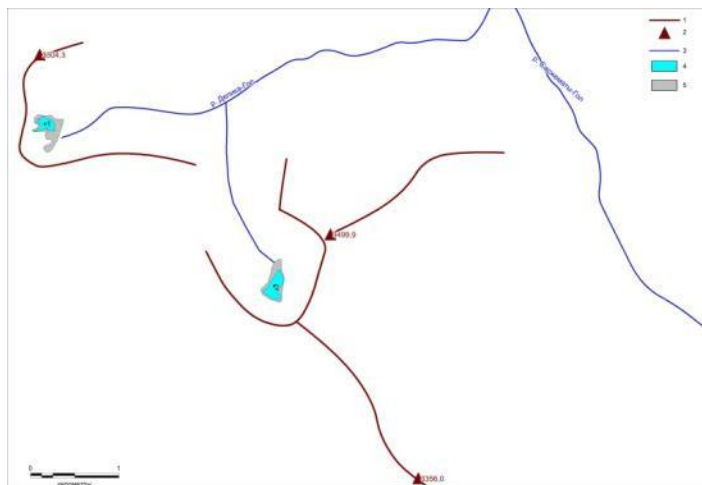


Рисунок 88. Ледники массива Саржематы. 1- водоразделы, 2- вершины, 3- реки, 4- ледники, 5- морены м.л.э.

Анализ новейших космических снимков позволил прийти к выводу, что в бассейнах р. Жумалы и Усай не осталось современных ледников, но в верховьях каров сохранились крупные многолетние снежники. Особенности рельефа этого участка хребта являются пологие выровненные, со слабо врезанными долинами склоны южной и западной экспозиций и крутые, с обилием каров и выраженными трогами северные и восточные склоны. Это обеспечивает повышенное накопление в карах подветренных склонов северной и восточной экспозиций снега, сдуваемого с плоских приводораздельных поверхностей, что до недавнего прошлого

обуславливало наличие здесь ледников на сниженных гипсометрических уровнях. Этому способствовало также относительно высокое количество осадков, связанное с выдвинутостью данного отрезка хребта к северо-западу, навстречу влагонесущим атмосферным потокам.

Согласно реконструкции автора, в максимум м.л.э. (рис. 89) здесь существовало 14 ледников суммарной площадью 1,54 км<sup>2</sup> при среднем расчетном положении фирновой границы на высоте всего 3040 м.

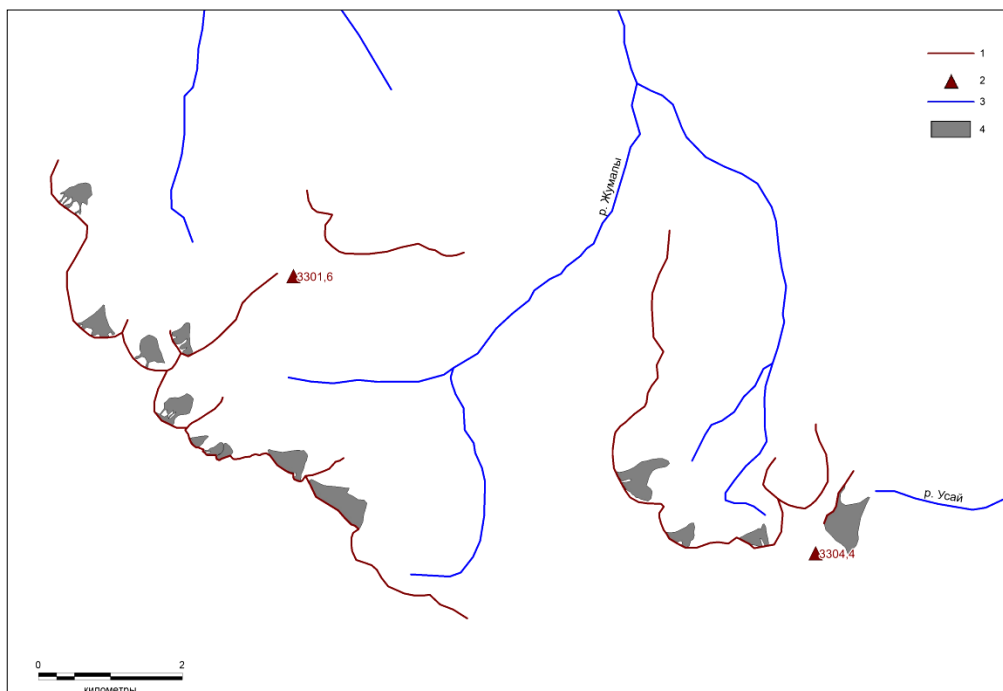


Рисунок 89. Реконструкция оледенения бассейнов рек Жумалы и Усай в м.л.э. 1- водоразделы, 2- вершины, 3- реки, 4- ледники в м.л.э.

Основной центр оледенения хр. Сайлюгем представлен в настоящее время 32 ледниками суммарной площадью 3,88 км<sup>2</sup> (табл. 83, Приложение). Оледенение здесь имеет дисперсный характер. Ледники малы и обособлены друг от друга, значительная их часть находится на грани полного исчезновения. Относительно более крупные ледники расположены на западе на стыке с ледниковым узлом Таван-Богдо-Ола, но даже и там площадь ледников не превышает 0,7 км<sup>2</sup>. Большая часть ледников приурочена к юго-восточному подветренному макросклону хребта, где они существуют за счет повышенной концентрации снега метелевым переносом. Преобладают каровые и висячие ледники, долинных ледников нет.

Малые размеры оледенения связаны с большой высотой фирновой границы (средняя взвешенная по площади высота – 3410 м), что при высоте несущих гребней в 3300-3600 м недостаточно для развития крупных форм оледенения. В свою очередь высокое положение фирновой границы на ледниках вызвано положением хребта в орографической тени более высокого горного узла Таван-Богдо-Ола, а также его расположением параллельно основным влагонесущим юго-западным атмосферным потокам. На плоских водоразделах, на высотах

3400-3600 м, где нет повышенной концентрации снега, ледники вообще отсутствуют, хотя в недавнем прошлом здесь существовали малоактивные плосковершинные и склоновые ледники (Рисунок 90).

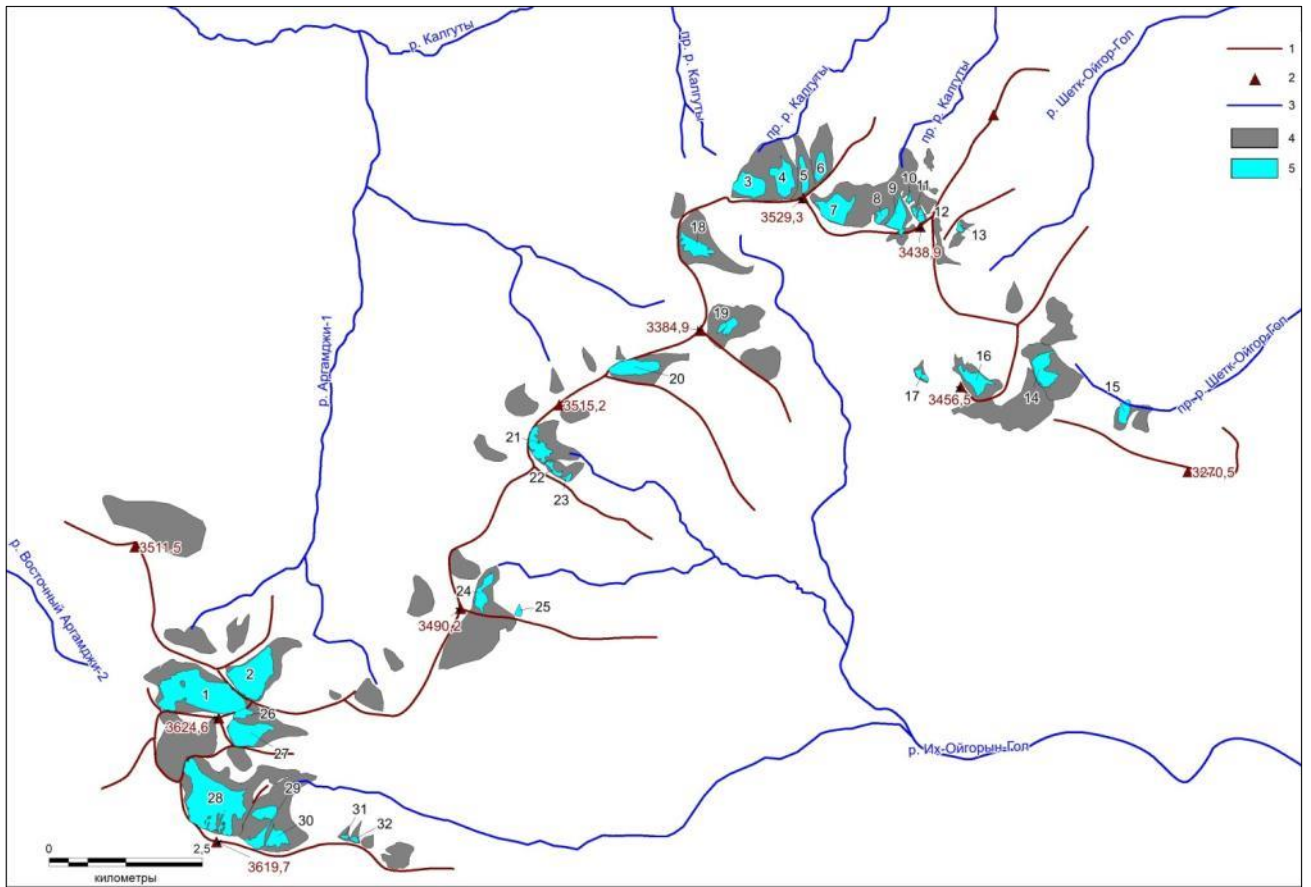


Рисунок 90. Современное оледенение западной части хр. Сайлюгем и его реконструкция в м.л.э.  
1- водоразделы, 2- вершины, 3- реки, 4- ледники в м.л.э., 5- современные ледники.

Согласно реконструкции автора, в максимум м.л.э. оледенение было представлено 50 ледниками суммарной площадью 15,85 км<sup>2</sup>. Сокращение оледенения с этого времени, таким образом, составило 76%. Для такого сокращения площади подъем фирновой границы был относительно небольшим (80 м). Уменьшение оледенения сопровождалось перестройкой и упрощением его морфологической структуры- исчезновением плосковершинных и долинных ледников и распадом почти всех карово-долинных ледников (табл. 32) с одновременным возрастанием доли каровых и висячих ледников. Помимо распада относительно крупных ледников полностью исчезли 22 ледника карового, висячего и плосковершинного типа.

Таблица 32. Изменение морфологической структуры оледенения хр. Сайлюгем с максимума м.л.э.

Морфологический тип	Доля от общего количества, %		Доля от общей площади, %	
	М.л.э.	2011	М.л.э.	2011
Висячие	36	47	11	21
Карово-висячие	12	16	5	7
Каровые	16	22	8	31
Карово-долинные	16	3	34	18
Долинные	2	0	9	0
Плосковершинные	8	0	15	0
Склоновые	10	13	18	23

Распределение ледников по экспозициям как в м.л.э., так и сейчас отличается ярко выраженной асимметрией- большая часть ледников приурочена либо затененным северным склонам, либо к подветренным склонам восточных экспозиций (табл. 33).

Таблица 33. Изменение распределения ледников хр. Сайлюгем по экспозициям в период с максимума м.л.э.

Экспозиции ледников	Доля от общего количества, %		Доля от общей площади, %	
	М.л.э.	2011	М.л.э.	2011
С	36	34	32	17
СВ	26	34	26	26
В	18	22	15	36
ЮВ	14	3	21	1
Ю	0	0	0	0
ЮЗ	0	0	0	0
З	0	0	0	0
СЗ	6	6	7	21

В качестве примера динамики высокогорных ГК рассмотрим ГК Их-Уйгар-Голын-Барун-Сала, приуроченному к верховьям долины одноименной реки и расположенным там двух цирков (рис. 91). В максимум м.л.э. в этих цирках существовали карово-долинные ледники, соединявшиеся друг с другом в зоне питания, их языки также почти смыкались друг с другом. При некотором сходстве в площадях и экспозиции, западный ледник, располагавшийся в створе основной долины, был расположен выше (нижняя точка на высоте 3160 м, на 90 м выше, чем конец восточного ледника). Кроме того, к западу от этого ледника и непосредственно над ним располагается поверхность выравнивания, площадью около 4,5 км<sup>2</sup> и высотой более 3500 м, причем в м.л.э. здесь располагался плосковершинный ледник. Несомненно, снег, сдуваемый с плоских поверхностей, способствовал повышенной аккумуляции снега на леднике. Все эти



различия в положении и условиях питания сказались на разном характере изменения этих ледников после максимума м.л.э.

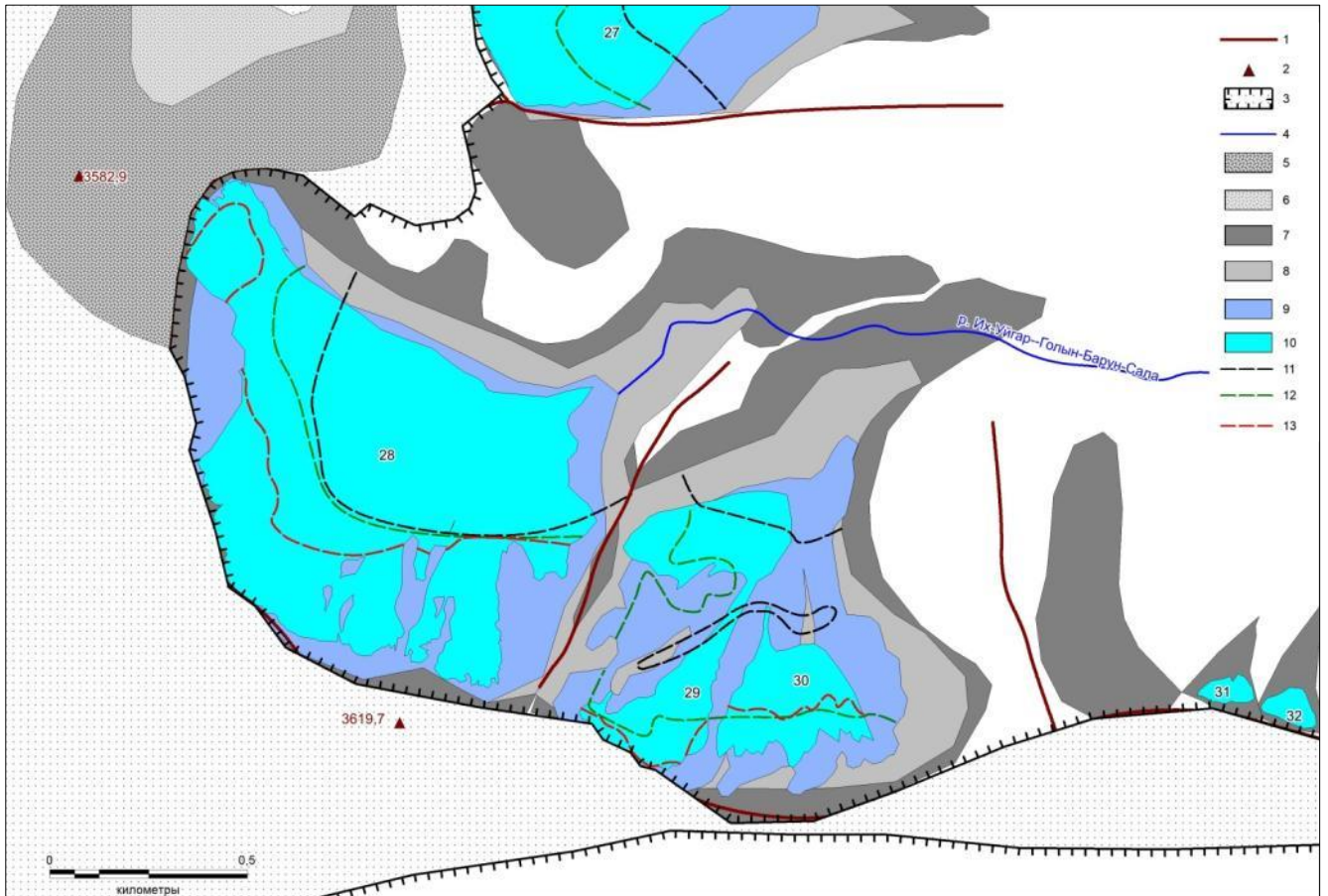


Рисунок 91. ГК Их-Уйгар-Голын-Барун-Сала. 1- водоразделы, 2- вершины, 3- поверхность выравнивания и ее уступообразная граница, 4- реки, 5- плосковершинный ледник, 6- часть плосковершинного ледника, исчезнувшая в интервале 1962-2000 гг., 7- ледники в м.л.э., 8- ледники в 1962 г, 9- ледники в 2000 г, 10- ледники в 2008 гг., 11- фирновая линия в 1962, 12- фирновая линия в 2000, 13- фирновая линия в 2008.

К 1962 году края обоих ледников все еще упирались в моренный комплекс м.л.э., оканчиваясь на высотах 3200 м и 3100 м. У западного ледника конфигурация зоны питания была простой, а средняя высота фирновой границы составляла 3360 м. У восточного ледника зона аккумуляции разделялась на 2 части: нижняя (в интервале 3220-3280 м) и верхняя (3300-3600 м). Эти участки разделялись полосой открытого льда на выпуклом участке продольного профиля, связанного с подледным ригелем.

К 2000 году языки ледников отступили от своего положения в 1962 г на 420 м – западный и на 250 м- восточный. Если у западного ледника сокращение коснулось только языковой части, то восточный ледник за этот период сильно сократился и внутри цирка, где его края повсеместно отступили на 50-150 м. Кроме того, наметилось разделение восточного ледника на несколько составляющих, поскольку упомянутый выше подледный ригель на двух участках

обнажился. Фирновая граница на западном леднике поднялась за период 1962-2000 гг. всего на 20-40 м. На восточном леднике нижняя часть зоны аккумуляции сократилась примерно в 3 раза – фирн сохранился только у западного края ледника, примыкающего к скальному гребню, отделяющему его от западного ледника. Нижняя граница верхней части зоны аккумуляции поднялась на 100-130 м.

В период 2000-2008 гг. край западного ледника отступил примерно на 40 м, в то же время началось его сокращение внутри цирка и выход на поверхность скальных выходов, разделяющих ледниковые потоки. При этом фирновая граница поднялась по сравнению с 2000 г. еще примерно на 40-50 м. Восточный ледник разделился на два отдельных ледника (№29 и №30 по каталогу 2008 г.). Висячий ледник №30 имеет относительно хорошо выраженную зону аккумуляции с нижней ее границей примерно на высоте 3360 м, что свидетельствует о его относительной устойчивости в современных условиях. Ледник №29, напротив, нестабилен, поскольку имеет две составляющие – каровую и висячую, близкие к полному обособлению. При этом зона аккумуляции в виде узкой полосы фирна на высоте 3560-3600 м прослеживается только у висячей составляющей ледника.

При негативных для оледенения изменениях климата следует ожидать дальнейшего сокращения ледника №28, возможно обособление от него нескольких небольших висячих составляющих в юго-восточной части. Ледник №29 распадется на висячий ледник и реликтовый каровый ледник, лишенный зоны питания, который в перспективе быстро исчезнет. Ледник №30 мало изменится. При увеличении снегонакопления возможна некоторая стабилизация новообразовавшихся висячих ледников.

Рассмотренный характер динамики восточного ледника ГК Их-Уйгар-Голын-Барун-Сала является иллюстрацией одного из региональных механизмов деградации оледенения, проявляющегося, когда происходит быстрый подъем фирновой границы (более чем на 300 м всего за 45 лет). Таяние языка ледника и его отступление не успевает за подобными быстрыми перемещениями границы питания, и сокращение ледника происходит, в основном, за счет быстрого уменьшения его мощности. Соответственно при наличии подледных ригелей они быстро выходят на поверхность и ледник распадается.

#### **4.4.6. Северный склон массива Таван-Богдо-Ола**

Массив Таван-Богдо-Ола находится в самом центре Алтая, вблизи соединения структур Горного и Монгольского Алтая, и Саяно-Таннуольских хребтов. Главный водораздел массива представляет собой субширотный гребень, расположенный в месте сочленения находящегося западнее хребта Южный Алтай, расположенного восточнее хребта Сайлюгем и протягивающегося перпендикулярно к югу хребта Монгольский Алтай. Высшая точка массива



— г. Найрамдал (4374 м над уровнем моря) расположена за пределами территории России. В северной части массива водораздельный гребень, по которому проходит государственная граница между Россией, Китаем и Монголией достигает высоты 4117,6 м (г. Русский Шатер), еще одна вершина - Таван-Богдо-Ола имеет высоту 4082 м. Хотя основные площади ледников расположены на юге массива, на северном склоне Таван-Богдо-Ола в бассейне р. Аргамджи имеется значительное оледенение разных типов.

Подножием северного склона массива является восточная часть Бертекской котловины - Калгутинское понижение с преобладающими высотами 2220-2250 м. Днище впадины заболочено, уклоны не превышают 10 м/км. К южной окраине понижения приурочены мощные скопления рыхлых отложений в виде пролювиальных конусов выноса и морен лопастной формы. В интервале высот 2450-2600 м уклоны возрастают и местами достигают 200 м/км. На высотах 2600-3000 м северный склон массива представляет собой сглаженные водораздельные пространства, расчлененные на глубину 100-150 м, веерообразно расходящимися к верховьям пологими троговыми долинами рек Аргамджи-3, Западный Аргамджи-2 и Восточный Аргамджи-2, принадлежащими бассейну р. Калгуты. В междуречье р. Западный Аргамджи-2 и Аргамджи-3 до высоты 3250 м прослеживается поверхность выравнивания с развитием полигонального микрорельефа и проявлениями солифлюкции. От высоты 2900-3000 м уклоны резко возрастают до 250-550 м/км. Горный хребет, несущий оледенение северного склона массива представляет собой вытянутый почти строго с запада на восток, мало расчлененный горный гребень протяженностью примерно 18,5 км, высота его возрастает от 3500-3600 м на западной периферии до 3800-4100 м на центральном участке между истоками р. Западный Аргамджи-2 и Восточный Аргамджи-2 (макс. 4117,6) и снова снижается до 3500-3600 м на востоке. Экзарационные формы рельефа сравнительно мало развиты: так троговые долины рек Аргамджи-3, Западный Аргамджи-2 и Восточный Аргамджи-2 берут начало в цирках с высотой днищ около 3000 м, 3250 м и 2950 м, соответственно. При этом первые 2 цирка заняты современными ледниками. Кары немногочисленны, большинство из них слабо врезаны и скрыты современными ледниками, они приурочены к высотам 3400-3800 м. В целом альпинотипный рельеф не характерен для северного склона массива.

Первое подробное физико-географическое описание массива, его ледников и следов древнего оледенения было сделано В.В. Сапожниковым [141], посетившим массив в 1897, 1905, 1906, 1908 и 1909 гг. и выделившим на северном склоне массива в бассейне р. Калгуты семь ледников. В 1916 г Б.В. и М.В. Троновы [175] отметили виденные ранее Сапожниковым 5 небольших ледников «длиной от 1 до 2 км при ширине 1 км, высотами концов ледников - около 2900 м, снеговой линией примерно на 3150-3200 м». В 1964 г в верховьях р. Калгуты, работал полевой отряд ТГУ под руководством В.С. Ревякина. Выделенные В.В. Сапожниковым и М.В.

Троновым 5 небольших ледников в верховьях р. Калгуты, были объединены В.С. Ревякиным и П.А. Окишевым [135] в один куполовидный ледник (№ 253 по «Каталогу ледников СССР»), также была проведена съемка соседнего с запада долинного ледника (№ 254). Всего В.С. Ревякиным и П.А. Окишевым на северном склоне массива было выделено 18 ледников с общей площадью 38,6 км<sup>2</sup> результаты работ были приведены в Каталоге ледников СССР [56]. В 1984 г здесь работал топоотряд АГУ, участники которого провели тахеосъемки и маркировки ледников № 253 (северо-западная лопасть) и № 254 (обе лопасти).

С 90-х годов изучением оледенения района массива занимаются сотрудники географического факультета АГУ (Михайлов Н.Н., Редькин А.Г. и др.).

До недавнего времени схемы современного оледенения северного склона массива были недостаточно детальны в отношении контуров ледников, разделения их на потоки и лопасти, отсутствовало и подробное описание ледников. О древнем оледенении северного склона массива информации немного: в работе А.Г. Редькина [138] было дано описание некоторых моренных комплексов в долине р. Западная Аргамджи-2. В статье Н.Н. Михайлова и О.В. Останина [100] карта-схема динамики ледников северного склона массива с контурами ледников на середину XIX века (реконструированных по моренным комплексам), на конец 1970-х гг. (по литературным данным) и на конец 1990-х гг. (по космическим снимкам). Следует отметить, что на указанной схеме большая часть ледников бассейна р. Аргамджи-2 показаны как единый ледник, без учета морфологических различий различных ледниковых потоков.

С 1999 г. под руководством профессора Ю.П. Селиверстова изучением современного и древнего оледенения северного склона массива занялись сотрудники кафедры физической и эволюционной географии СПбГУ. Результатом первого этапа работ было подробное описание оледенения северного склона массива, уточнение и дополнение схем оледенения, составление каталога ледников массива по состоянию ледников на 2002 г. Все эти результаты были обобщены в публикации [157]. Новейшие результаты исследований автором современной динамики ледников и реконструкции их изменений в позднем плейстоцене и голоцене были опубликованы в 2013 г. [105].

Основой наших исследований явились непосредственные полевые наблюдения в период 1999-2011 гг. Мониторинг динамики современного оледенения северного склона массива включал в себя маршрутных наблюдения, GPS-привязки краев ледников и заложение реперов у концов ледников и их отдельных лопастей, дешифрирование космических снимков. Информация о положении ледников в середине XX века была получена по результатам дешифрирования аэрофотоснимков залета 24.08.1962 и с использованием литературных данных.

Палеогляциологические реконструкции проводились по геоморфологическим признакам, как при непосредственном наблюдении и высотных привязках ледниковых форм рельефа, так и при дешифрировании аэрофотоснимков и космических снимков. Топоосновой схем оледенения служили карты масштаба 1:50000.

**Современное оледенение.** По состоянию на 2009-2011 гг. на территории массива насчитывалось 12 ледников суммарной площадью 22,8 км<sup>2</sup> (табл. 84, Приложение).

Ледники северного склона массива протягиваются цепочкой с запада на восток и составляют почти непрерывный ряд. Большинство из них имеют единую зону питания, объединяясь в 2 комплекса (рис. 92): 1. Ледники, берущие начало у трапециевидного пика (3565.3 м) и пирамидального пика (3901.3 м). 2. Ледники бассейна центральных и западных притоков р. Аргамджи-2. Два ледника, один из которых является крайним западным, а другой крайним восточным в указанном ряду имеют на 200-300 м сниженное горное обрамление и не входят в состав этих комплексов.



Рисунок 92. Схема оледенения северного склона массива Таван-Богдо-Ола. 1- государственная граница 2 – вершины, 3- горные гребни, 4- реки, 5- фирновая линия, 6- изогипса 3500 м, 7 – ледники по состоянию на 2009-2011 и их номера.

Малая расчлененность рельефа, немногочисленность и слабая врезанность каров и цирков, небольшая глубина троговых долин северного склона массива является причиной отсутствия здесь в настоящее время каровых ледников и преобладание по количеству и суммарной площади относительно маломощных склоновых ледников, существующих при малой концентрации снега за счет высокого гипсометрического положения. Наиболее

крупными среди ледников массива являются два долинных ледника - Аргамджи-2 западный (№9 по схеме) и Аргамджи-3 (№12).

Средневзвешенная по площади ледников высота фирновой границы составляет 3285 м. Интересной особенностью ледников северного склона массива является закономерное ухудшение условий питания ледников при движении с запада на восток, за счет чего на протяжении всего 15 км ее высота на ледниках возрастает на 350-400 м. Причиной тому является положение орографической базы оледенения относительно направления движения влагонесущих потоков. При в целом неблагоприятном для выпадения осадков субширотном простираии основного несущего гребня восточная его часть оказывается в «ветровой тени» как наиболее центральной высокой части массива, так и находящегося юго-западнее хребта Монгольский Алтай.

**Оледенение северного склона массива Таван-Богдо-Ола в позднем голоцене.** Древние моренные комплексы, расположенные ниже современных ледников массива свидетельствуют о том, что в прошлом масштабы оледенения северного склона массива существенно превышали современные. Образования предположительно позднеголоценового времени распространены как в верховьях трогов, так и на водораздельных участках в непосредственной близости от современных ледников и подразделяются на морены двух стадий. В целом их характеристики аналогичны тем, что были выделены автором для позднеголоценовых морен массива Монгун-Тайга, что и дает основание отнесения их к исторической стадии и малой ледниковой эпохе. Эти морены сближены и часто надвинуты друг на друга, слабо задернованы, при этом нередко имеют ледяные ядра погребенных гляциальных льдов. Например, погребенный лед в моренах голоценового времени вскрывается в настоящее время ниже ледников №3, №4 и №5. Наиболее молодая, каменистая и незадернованная морена малой ледниковой эпохи образует верхний ярус, сидящий на моренной подушке более ранней стадии (вероятно, исторической). Очевидно, ледники в м.л.э. при перекрытии ими морен предшествовавших стадий не столько уничтожали последние, сколько погребали их сверху свежим моренным материалом, что и создало отмеченную двухярусность позднеголоценовых комплексов.

Согласно реконструкции автора в историческую стадию на северном склоне массива Таван-Богдо-Ола находились 8 ледников суммарной площадью около 45,1 км<sup>2</sup> (табл. 85, Приложение). Все ледники составляли единый комплекс с общей зоной питания (рис. 93). Наиболее низко опускались концы долинных ледников. Помимо долинных ледников существенную долю оледенения составляли ледники склонового типа.

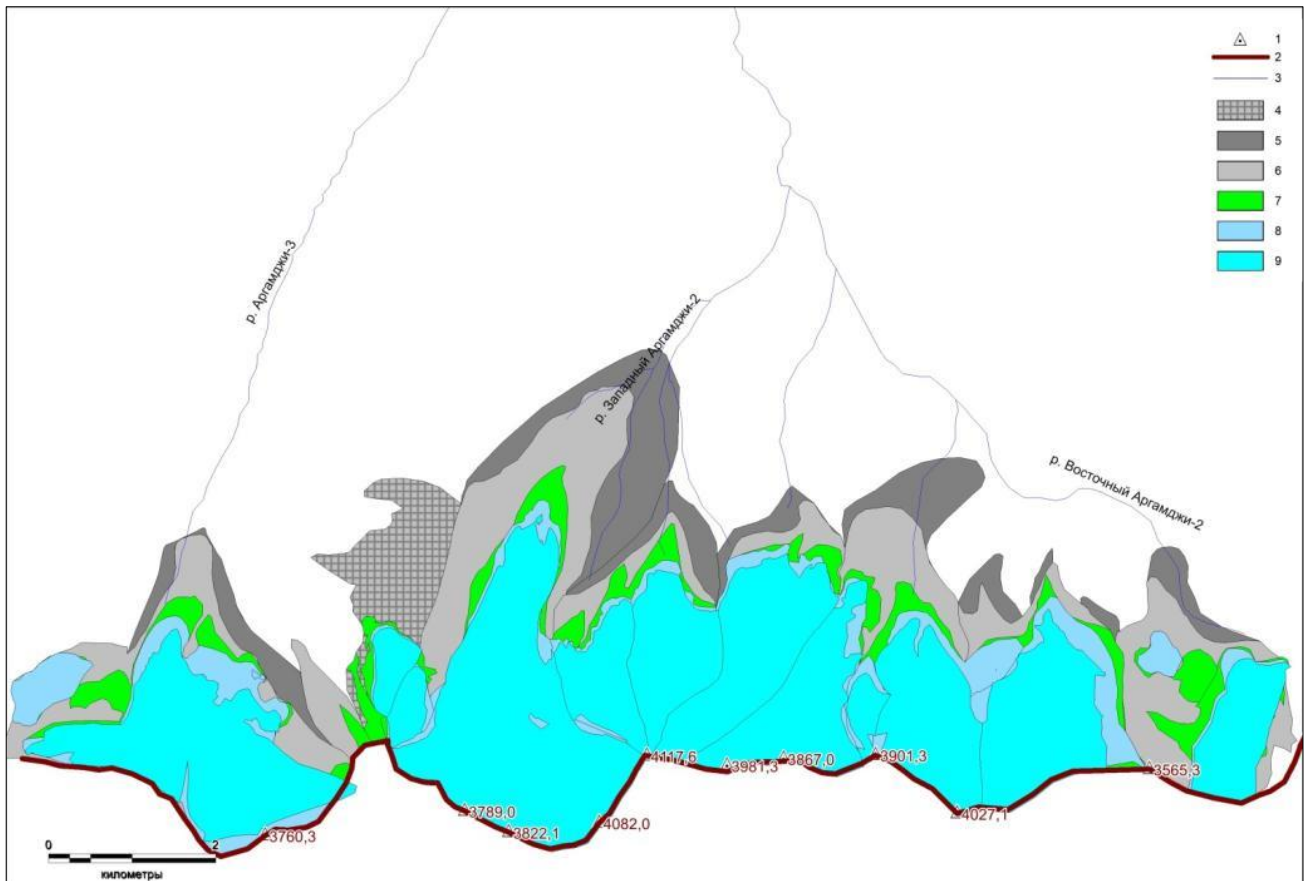


Рисунок 93. Изменение оледенения северного склона массива Таван-Богдо-Ола в период с максимума исторической стадии по 2009 г. 1 – государственная граница, 2- горные вершины; 3 – горные хребты; 4 – реки; участки, освободившиеся от оледенения: 5 – с максимума м.л.э. по 1962, 6 – с 1962 по 2002, 7 – с 2002 по 2009, 8 – современные ледники.

В м.л.э. ледники мало изменились, в особенности склоновые ледники, несколько больше отступили долинные ледники. Всего в это время оледенение северного склона массива Таван-Богдо-Ола было представлено 9 ледниками общей площадью 39,8 км<sup>2</sup> (табл. 86, Приложение). Количественно и по площади преобладали долинные ледники (около 70% площади оледенения), также существенную роль играли ледники склонового типа. В то же время каровые ледники не были представлены, поскольку на территории массива кары мало распространены, слабо врезаны и приурочены к верхним уровням, уже занятым в эту эпоху более крупными склоновыми и долинным ледниками.

Нижний предел распространения ледников в данную стадию составлял 2740 м, средневзвешенная депрессия фирновой границы для ледников массива Таван-Богдо-Ола составляла 125 м (относительно ее положения в 2002-2011 гг.). Обращает на себя внимания тенденция к повышению фирновой границы вдоль северного склона массива Таван-Богдо-Ола с запада на восток, наблюдающаяся и в настоящее время, как отмечено выше, причем сейчас разность положения фирновой границы между западной и восточной окраиной массива

примерно на 100 м больше, что вероятно связано с более благоприятными для ледников условиями увлажнения в ту эпоху, сглаживавшими контрасты.

Согласно нашей реконструкции, в период с максимума м.л.э. по 1962 г оледенение северного склона массива Таван-Богдо-Ола сократилось примерно на 9,6 км<sup>2</sup>, т.е. потеряло примерно 25% площади. Ледники массива Монгун-Тайга примерно за этот же период сократились на 40%. Различные скорости деградации ледников говорят о бóльшей устойчивости ледников массива Таван-Богдо-Ола, связанной с бóльшими размерами ледников и более высоким их гипсометрическим положением.

Наибольшее сокращение претерпели долинные ледники (29% площади), все они испытали распад или отчленение боковых протоков льда. В результате число ледников увеличилось с 9 до 16, возросло число висячих ледников и появились каровые ледники. За счет постепенного отступления краев ледников от долин р. Восточный Аргамджи и ее притоков продолжилась их трансформация из долинных в склоновые ледники. В то же время собственно склоновые ледники сократились меньше (всего на 11%) за счет изначально более высокого гипсометрического положения.

Нижняя граница распространения ледников поднялась за период с м.л.э. всего на 40 м, что связано с тем, что в м.л.э. нижние части ледников занимали участки с малыми уклонами. Расчетная высота фирновой границы выросла в среднем на 50 м.

На 2002 г. оледенение северного склона массива Таван-Богдо-Ола было представлено 14 ледниками общей площадью 25,75 км<sup>2</sup>. С 1962 по 2002 площадь оледенения сократилась на 3,2 км<sup>2</sup> (11%), скорость деградации ледников (0,28%/год) почти не увеличилась, по сравнению с предыдущим этапом сокращения (0,22%/год). Сокращение площади ледников массива Монгун-Тайга в почти аналогичный период 1965-1995 было более быстрым (0,5%/год). Ледники разных морфологических типов уменьшались с приблизительно одинаковой скоростью. Нижняя граница распространения ледников поднялась на 80 м (т.е. начали освобождаться от ледников более крутые склоны).

Значительное сходство в поведении ледников северного склона массива Таван-Богдо-Ола с ледниками массива Монгун-Тайга наблюдается в первое десятилетие XXI века. За период 2002-2009 площадь оледенения северного склона Таван-Богдо-Ола сократилась на 3 км<sup>2</sup> (12% за 7 лет), ледники массива Монгун-Тайга в 1995-2008 гг. потеряли 19% площади. Причины такого ускорения деградации - бронирование малых ледников или их трансформация в группы многолетних снежников (последнее имело место на двух маленьких каровых ледниках на восточной и западной периферии массива). Другой тренд – обнажение скал и ледоразделов на больших высотах и деградация ледников на высоких гипсометрических уровнях (рис. 94). Почти 40% площади сокращения ледников произошло выше уровня средневзвешенной

фирновой границы (3310 м) по состоянию на 2002 г. Вероятнее всего данный процесс вызван дефицитом снега в 2006-2009 гг.

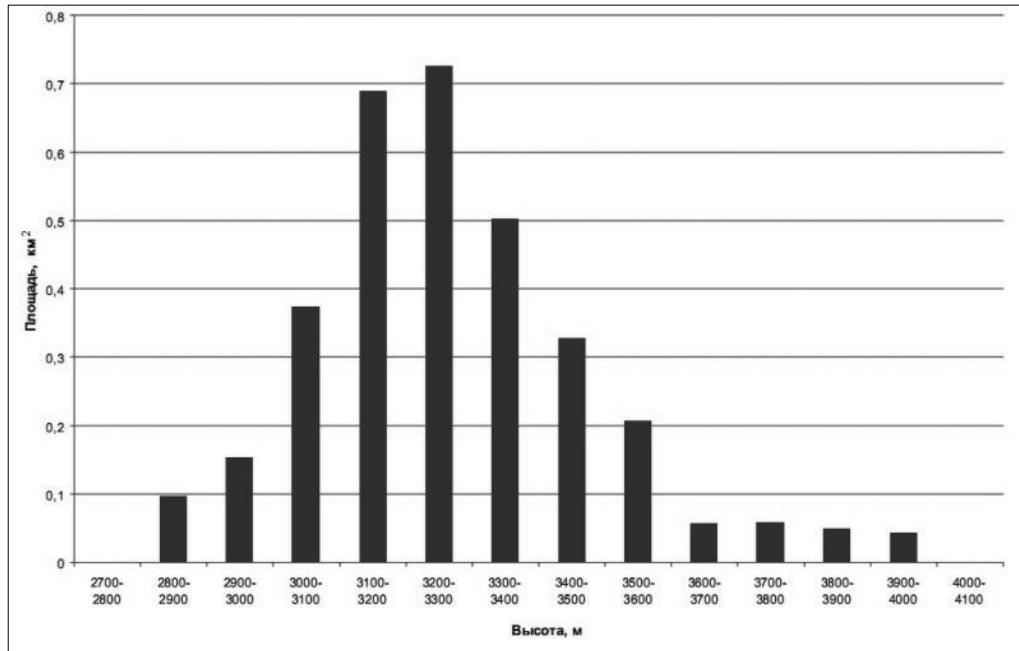


Рисунок 94. Высотное распределение дегляциации северного склона массива Таван-Богдо-Ола за период 2002-2009 гг.

Отступление собственно концов ледников для указанных массивов не вполне отражает общие тенденции изменения климата и оледенения в целом из-за индивидуальных особенностей морфологии конкретных ледников (табл. 34). Так, например, склоновый ледник №6 в 2006-2009 гг. почти не отступал, тогда как оба долинных ледника северного склона массива Таван-Богдо-Ола, напротив, увеличили темпы отступления.

Таблица 34. Средняя скорость отступления ледников (ледниковых языков) массива Таван-Богдо-Ола.

№	Морфологический тип	Средняя скорость отступления, м/год					
		1962-1984	1984-2001	2001-2004	2004-2006	2006-2009	Средняя 2001-2009
№2	Склоновый		-	-	-	-	12,4
№6-е	Склоновый		-	3,3	5,8	0,1	2,9
№7	Склоновый		-	-	-	-	9,8
№8-б	Склоновый		-	-	-	-	2,6
№9	Долинный	15,8	7,9	6,3	15,5	16,6	13
№12	Долинный	10,8	5,2	14,3	5	13,3	11

Распад ледникового комплекса северного склона массива и его разделение на отдельные ледники уже начался. При сохранении тенденций к деградации оледенения в ближайшие годы ледники №2, №3 и №4 (по каталогу 2009) отделятся от группы ледников вершины 4117,6 м (Русский Шатер), расположенной далее к западу.

На территории массива Таван-Богдо-Ола начиная с 2009 г. как и в массиве Монгун-Тайга, отмечается изменение условий в более благоприятную для существования ледников сторону. Так в 2008-2009 балансовый год имели место неоднократные летние снегопады с установлением временного снежного покрова до высот 2100-2200 м, а сезон абляции на ледниках продолжался лишь около месяца и имел прерывистый характер.

**Динамика высокогорных ГК северного склона массива Таван-Богдо-Ола.** Большинство современных процессов, связанных с регрессом оледенения протекают на территории массива Таван-Богдо-Ола с большой долей сходства, с описанными выше для ГК массива Монгун-Тайга.

Динамика **ГК Аргамджи-3** во многом определяется наличием диагонального, по отношению к направлению движения льда, ригеля (рис. 95). Наличие препятствия на пути ледника вызвало с одной стороны его подпруживание и сравнительно малое продвижение вниз по долине в максимум исторической стадии. С другой стороны, большая мощность льда на языке ледника, связанная с подпруживанием, способствовала его устойчивости к потеплению и относительно низким скоростям отступления.

Так в историческую стадию и м.л.э. масштабы ледника были примерно одинаковы. В период с максимума м.л.э. по 1962 ледник отступил на 740 м. Если принять время максимума м.л.э. за 1850 г., то средняя скорость отступления составила примерно 6,6 м. К середине 1960-х отступающий край ледника приблизился к подледному на тот момент ригелю и началось обнажения некоторых его участков, что привело к разделению языка на две составляющие – западный, натекающий на ригель в его сниженной части и частично его огибающий и восточный, сваливающийся с него ледопадом. После середины 1960-х, когда вероятно, имела место некоторая стабилизация положения края ледника, скорости отступления главного (западного) языка испытывали колебания, изменяясь примерно в 2,5 раза.



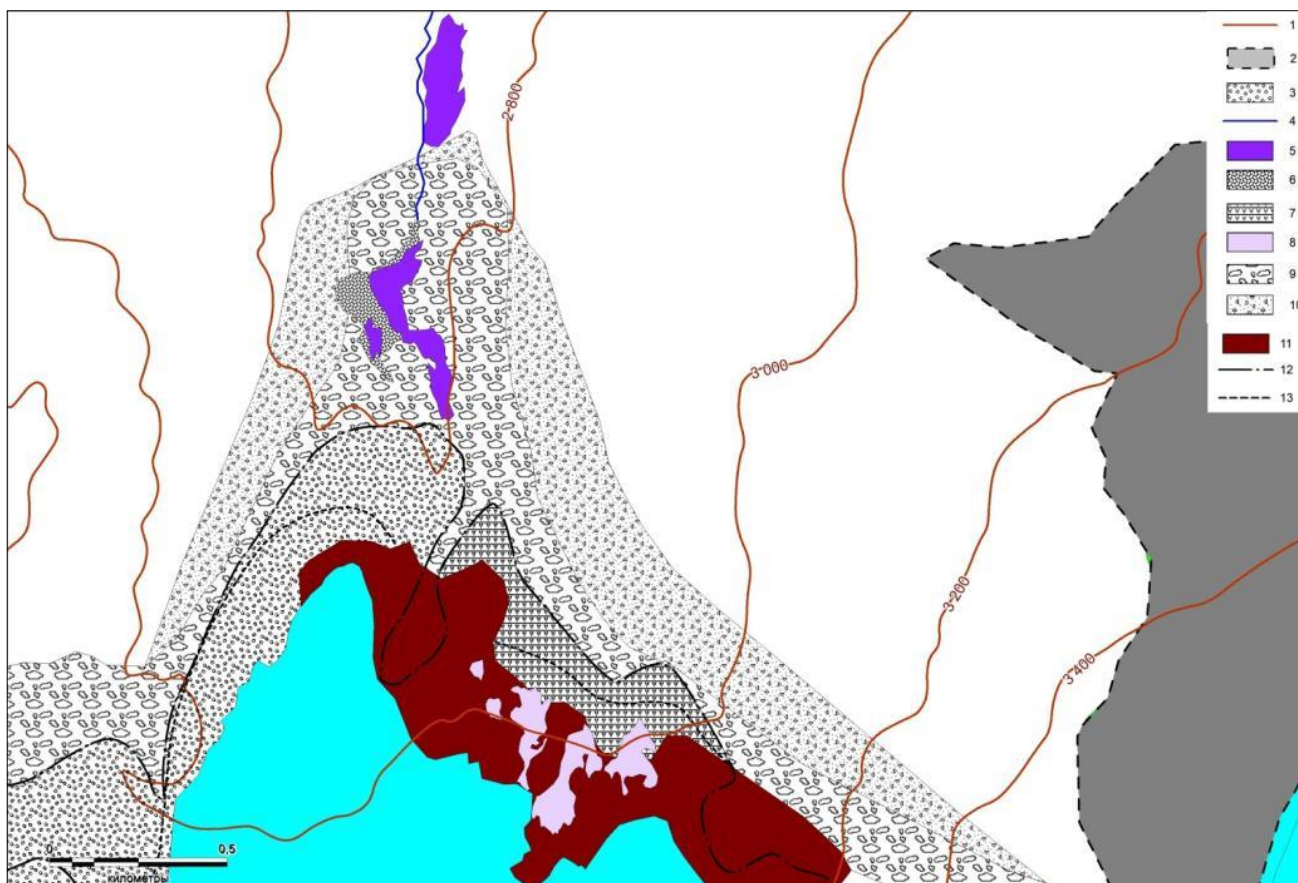


Рисунок 95. ГК Аргамджи-3. 1- изогипсы, 2- границы соседних ГК, 3- моренные поля, сформировавшиеся после 1962 г, 4- реки, 5- наледи, 6- зандр, 7- участки забронированного льда, образовавшиеся после 1962 г., 8- современные многолетние снежники, 9- морена м.л.э., 10- морена исторической стадии, 11- скалистые обрывистые склоны, 12- фронт ледника в 1962 г, 13- фронт ледника в 2002

К сожалению, информация об изменениях скоростей отступления ледника недостаточно подробна, чтобы проводить их сопоставления с региональной кривой изменений температуры и годового количества осадков. Тем не менее, можно отметить, что снижение скорости отступления в 1984-2001 г происходило на фоне относительно высокого количества осадков. Напротив, в 2011-2009 г. относительно высокие скорости отступления совпадают с периодом уменьшения количества осадков на фоне потепления.

В то же время восточный язык ледника отступал в 1962-2009 со средней скоростью 14,4 м/год и практически полностью деградировал. Это было связано с большей выраженностью и высотой ригеля в восточной части ледника. К 2009 г. ригель фактически отрезал нижние участки восточного языка, перешедшие в забронированное состояние, от основного тела ледника. Кроме того, несколько пятен фирна на участках повышенной аккумуляции на склоне ригеля, отделившись от ледника, трансформировались в крупные многолетние снежники.

В ближайшее десятилетие следует ожидать снижения скоростей отступления в связи с окончанием деградации участка ледника, пересекаемого ригелем и проявлением выявленной в главе 2 климатической цикличностью- началом очередного прохладного и влажного периода.

Следует отметить развитие ниже ледника Аргамджи многолетних наледей. Образование ближайшей к леднику наледи связано с подпруживающим действием моренного вала м.л.э., но в еще большей степени оно связано с контрастами между уклонами ледниковой поверхности, составляющими от  $13^\circ$  в западной части языка до  $20^\circ$  в восточной и выположенной поверхностью между ледником и мореной м.л.э., где уклоны не превышают  $4-5^\circ$ .

**Малоактивный ГК водораздела Аргамджи-3 и Аргамджи-2.** Высокогорные ГК малоактивного типа нехарактерны для массива Таван-Богдо-Ола, поскольку поверхности выравнивания здесь распространены на уровнях менее 3200 м, т.е. существенно ниже границы питания на большинстве ледников (за исключением крайнего западного ледника Аргамджи-3). Кроме того, следует учесть, что за счет низкой концентрации снега на поверхности ледников малоактивного типа граница питания на них может располагаться на несколько сотен метров выше, чем на ледниках активного типа.

Вообще, определение границы питания, как некоторого высотного уровня на ледниках малоактивного типа представляется затруднительным, поскольку при малых высотных различиях в пределах ледника градиенты температуры, а, следовательно, абляции малы. В то же время сравнительно небольшое изменение характера поверхности ледника, например смена выпуклого профиля на вогнутый или увеличение уклона способны значительно менять количество аккумулируемого снега. Соответственно, расположенные выше участки могут испытывать дефицит баланса массы, тогда как в краевой части ледника будет, напротив, накапливаться снег, сдуваемый с его куполовидных участков. В таких условиях положение нижней границы ледника становится гораздо более важным гляциоклиматическим показателем, чем высота границы питания, являющаяся для подобных ледников скорее абстракцией.

Таким образом, сам механизм деградации подобных ледников представляется следующим. Стабилизация положения краев ледника осуществляется на участках, где имеет место повышенная аккумуляция снега. В то же время на расположенных выше участках, с которых снег сдувается, идет постепенное уменьшение мощности льда. Соответственно, наступает момент, когда краевые участки ледника просто теряют связь с более активно деградирующими его верхними частями, которые превращаются в многолетние снежники.

Подобные процессы наглядно наблюдаются нами на малоактивных ледниках массива Монгун-Тайга, подобное имело место в прошлом и при деградации малоактивного ледника, расположенного на водоразделе между долинными ледниками Аргамджи-2 и Аргамджи-3 (рис. 96). Распад ледника произошел в интервале между максимумом малой ледниковой эпохи и 1962

годом, причем наличие трех ярусов многолетних снежников на местах стабилизации положения края ледника говорит о, как минимум, двух этапах его сокращения, происходившего скачкообразно. Примечательно, что подобный скачкообразный характер сокращения связан со ступенчатостью рельефа, на данном участке вызванной рельефообразующей деятельностью многолетних снежников.

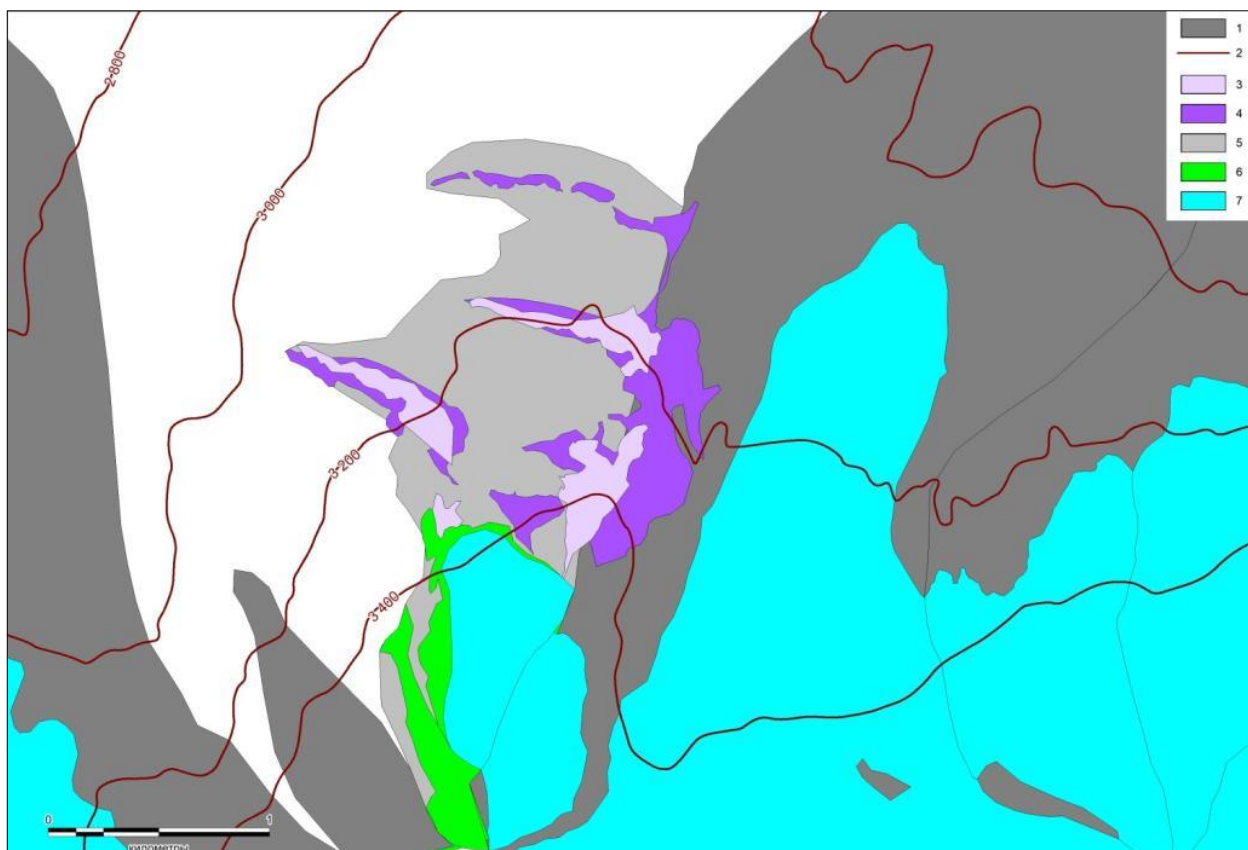


Рисунок 96. Малоактивный ГК водораздела Аргамджи-3 и Аргамджи-2. 1- соседние ГК, 2- изогипсы, 3- современные многолетние снежники, 4- многолетние снежники в 1962 г., 5- положение малоактивного ледника в м.л.э., 6- деградация малоактивного ледника в интервале 1962-2009 г., 7- современные ледники

Ледник **Аргамджи-2 Западный**, являющийся ядром соответствующего ГК имеет существенное сходство с ледником Селиверстова (массив Монгун-Тайга). Он располагается практически на такой же высоте (до 3055 м), язык ледника также имеет малые уклоны (6-8°), тоже располагается на слабоврезанном участке долины, фактически склонами долины для него являются моренные валы малой ледниковой эпохи, возвышающиеся над его поверхностью на 30–50 м.

Конец ледника отступил от внутреннего края фронтальной морены малой ледниковой эпохи примерно на 900 м, сформировав на большей части этого отрезка зандр, однако язык ледника пока имеет длину около 1,7 км и не потерял непосредственного контакта с боковыми моренными валами малой ледниковой эпохи (рис. 97). Впрочем, наличие продольных трещин

на боковых моренах вдоль края ледника свидетельствует о некоторой потере стабильности внутреннего края морен, хотя этот процесс пока не привел к активизации оползневых процессов и термокарста. Скорости отступления ледника варьируют от 17 м/год в теплые и сухие периоды 1970-х и второй половины 2000-х годов до 7 м/год в прохладный и влажный отрезок 1980-х–начала 1990-х годов.

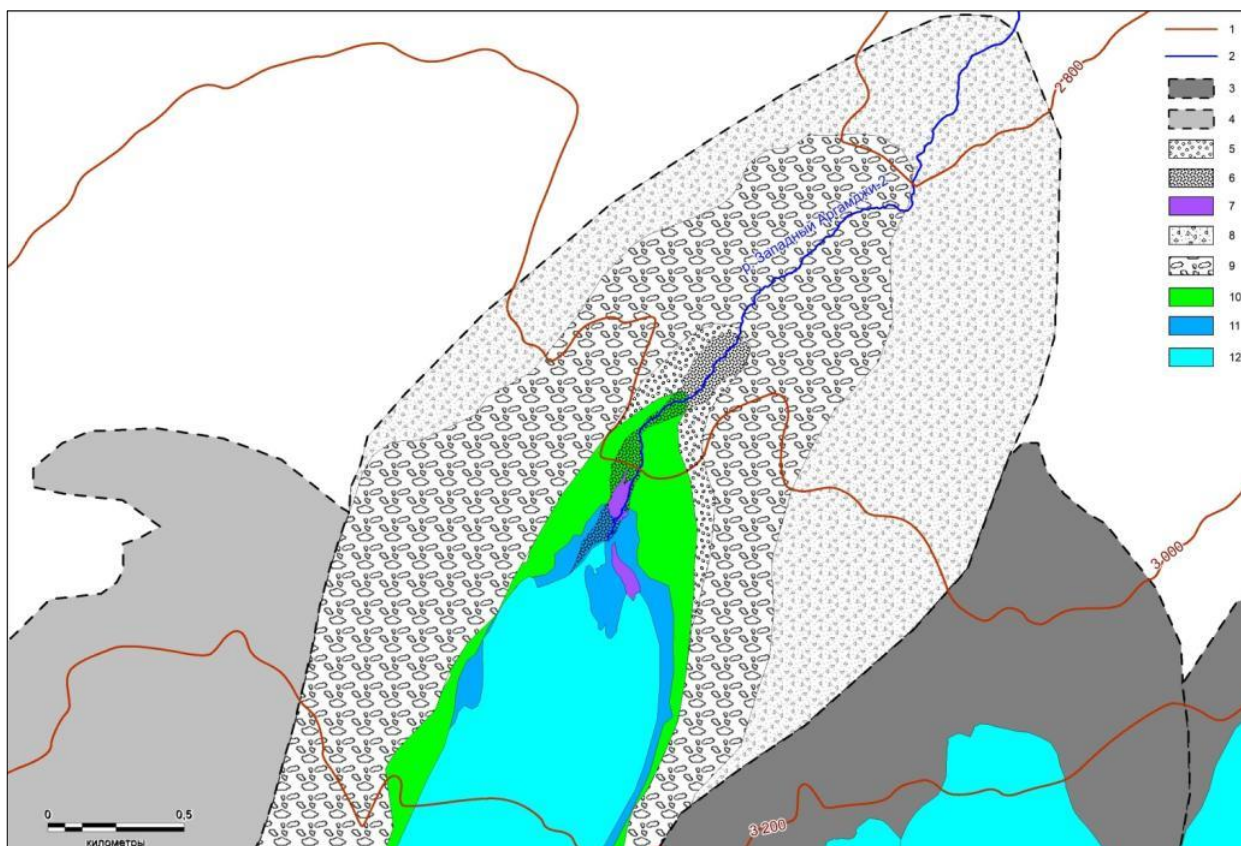


Рисунок 97. ГК Западный Аргамджи-2. 1- изогипсы, 2- реки, 3- соседние ГК, 4- границы ГК Западный Аргамджи-2, 5- осцилляционная морена 1960-х, 6- зандр, 7- наледи, 8- морена исторической стадии, 9- морена м.л.э., 10- ледник в 1962 г, 11- ледник на 2000-2002, 12- ледник на 2013 г.

Все отмеченные признаки показывают, что ледник Аргамджи-2, несмотря на все его сходство с ледником Селиверстова, еще не вступил в стадию интенсивного сокращения. Вероятно, это связано с его большими размерами, большей высотной амплитудой зоны аккумуляции, выгодной северной экспозицией, и как следствие, большей устойчивости к изменениям климата. В то же время в перспективе уменьшение мощности льда должно привести к ускорению отступления ледника. В предстоящий прохладную и влажную фазу 25-летнего климатического цикла этот процесс, вероятно, будет происходить постепенно, с увеличением скоростей отступления до значений около 20-25 м/год.

**ГК переходного типа** наиболее отчетливо представлены на восточной периферии массива (ледник №2 бассейна р. Восточный Аргамджи-2, рис. 98).





Рисунок 98. ГК переходного типа Восточный Аргамджи-2. 1- изогипсы, 2- границы соседних ГК, 3- положение ледника в м.л.э., 4- положение ледника в 1962 г., 5- положение ледника в 2013 г.

Территория, занятая этим ледником в историческую стадию и м.л.э. диагностируется только на основании сглаженности рельефа, положению маргинальных каналов стока и наличию основной морены. В то же время у края ледника не прослеживаются конечно-моренные валы, за исключением слабо выраженных валиков у западного основания языка. Данное явление объясняется как малой толщиной языка ледника и его малой динамической активностью, не позволяющей производить существенную геоморфологическую работу, а также малой расчлененностью рельефа и отсутствием склонов, служащих источником поступления на ледник осыпного материала. Обращает на себя внимания, что ущельеобразный участок речной долины ниже ледника совершенно не преобразован ледником и имеет эрозионный V-образный профиль.

Отступление ледника за период с 1962 г. по 2009 г. составило 402 м, т.е. средняя скорость отступления края ледника в этот период была 8,5 м/год. Такая относительно малая скорость отступления ледника объясняется наиболее высоким положением его конца среди всех ледников массива - 3140 м. Неблагоприятная для продвижения ледника вниз конфигурация расположенной ниже узой долины не позволяла ему и в историческую стадию, и в м.л.э.

спускаться ниже 3000 м. В ближайшее десятилетие нет оснований ожидать увеличения скорости отступления данного ледника.

#### 4.4.7. Хребет Найрамдал

Найрамдальский хребет- горное сооружение, вытянутое с северо-запада на юго-восток и ограниченное с северо-запада впадиной Цаган-Гол, с юго-востока впадиной Хара-Борэг. Это высочайший хребет Монгольского Алтая (до 4374 м). Протяженность хребта составляет около 70 км. Северо-западный отрезок хребта в месте сочленения с хр. Южный Алтай на западе и Сайлюгем на востоке является частью массива Таван-Богдо-Ола.

Первое подробное описание ледников монгольской части массива Таван-Богдо-Ола, принадлежащих к бассейнам рек Цаган-Гол (Аккол) и Цаган-Ус (Аксу), дал В.В.Сапожников [140]. Во время экспедиций 1905, 1906 и 1909 гг. им были открыты крупнейшие ледники массива, проведены маршрутная, а на отдельных участках инструментальная съемки. На основе полученных полевых материалов были составлены схема и описание оледенения всего массива Табын-Богдо-Ола и подробная карта гидрографии Монгольского Алтая, которые в течение долгого времени оставались самыми детальными,. В 1916 г. в массиве Таван-Богдо-Ола побывали Б.В. и М.В. Троновы. По территории Монголии по данным В.С. Ревякина [137] оледенение представлено 127 ледниками общей площадью 317 км<sup>2</sup>. По каталогу, составленному В.П. Галаховым и А.Г. Редькиным [30] площадь оледенения на территории Монголии составляет 270 км<sup>2</sup>, при этом к бассейну р. Цаган-Сала-Гол отнесено 20 ледников общей площадью 80,96 км<sup>2</sup>. В 2013 г. в массиве проводились российско-монгольские исследования, по результатам которых и на основе дешифрирования космических снимков 2008-2010 гг. были даны оценки площадей открытых частей ледника Потанина (24,3 км<sup>2</sup>), ледника Александры (12,6 км<sup>2</sup>), оценки площади ледника Гранё (9,7 км<sup>2</sup>), ледника Козлова (4,2 км<sup>2</sup>) [170].

В зарубежных источниках данные об оледенении монгольской части массива сильно различаются в связи с разными материалами и источниками данных, использованными разными авторами. Так Kadota и Davaa [231] по снимкам Landsat приводят на 2000 г. площадь ледников массива на монгольской территории 79,8 км<sup>2</sup>, Kamp и Pan [233] по снимкам Landsat выделили по состоянию на 1998 г. 97 ледников общей площадью 95,9 км<sup>2</sup>, на 2011 г. 110 и 95,0 км<sup>2</sup>, соответственно.

По данным автора по состоянию на 2012 г. оледенение северо-восточного макросклона хр. Найрамдал представлено 52 ледниками суммарной площадью 71,4 км<sup>2</sup>, из них 47 ледников площадью 70,1 км<sup>2</sup> относятся к бассейну р. Цаган-Сала-Гол, 5 ледников площадью 1,3 км<sup>2</sup>- к бассейну р. Могойтын-Гол. Кроме того, автором было выделено 2 плосковершинных ледника суммарной площадью в осевой части хребта, не относящихся к бассейнам указанных рек, но

составляющих полиморфные ГК вместе с ледниками, относящимися к их бассейнам. Значения интенсивности оледенения (отношение площади оледенения к длине несущего гребня) составляет  $0,88 \text{ км}^2/\text{км}$ .

Все ледники Найрамдальского хребта по пространственному положению и орографическим условиям можно разделить на несколько групп. К первой группе относятся 12 ледников (№1-12 по каталогу) северо-западной части хребта, где оледенение наиболее развито (рис. 99). Здесь четыре крупнейших ледника – Потанина, Александры, Гране и Крылова в верховьях непосредственно смыкаются друг с другом, составляя практически сплошной ледяной панцирь вдоль основного водораздела хребта. Суммарная площадь только этих четырех ледников превышает  $50 \text{ км}^2$ , составляя более 70% от суммарной площади оледенения северо-восточного макросклона хр. Найрамдал. Наиболее возвышенный участок с вершинами, превышающими 4000 м протягивается вдоль зоны питания ледников Потанина и Александры. Далее хребет сильнее поворачивает к востоку, а высота вершин снижается до 3600-3700 м. С уменьшением высоты, примерно в 5 раз уменьшается и площадь ледников.

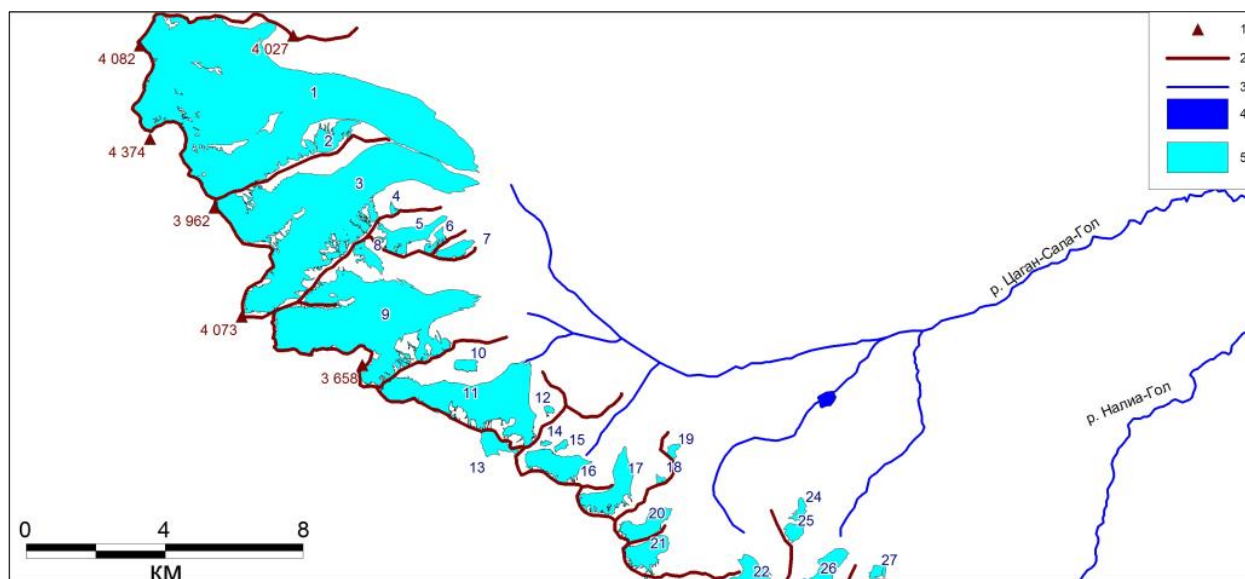


Рисунок 99. Оледенение северо-западной части Найрамдальского хребта. Условные обозначения: 1- вершины, 2- горные гребни и линии водоразделов, 3- реки, 4- озера, 5- ледники

Кроме того, на склонах водоразделов между этими четырьмя ледниками расположено 8 относительно небольших ледников разных морфологических типов, судя по схемам и описаниям Сапожникова и Обручева, еще в начале XX века составлявших с ними единое целое. К этой же группе можно отнести небольшой плосковершинный ледник (№13), расположенный в осевой части хребта, но относящийся к бассейну р. Постигийн-Гол. Интенсивность оледенения этого отрезка хребта составляет около  $2 \text{ км}^2/\text{км}$ .

Наиболее низко спускаются языки крупных долинных ледников, достигая нижней точки 2820 м (ледник Крылова).

Граница питания на крупных ледниках расположена достаточно высоко и подвержена значительным межгодовым колебаниям. Этому способствует открытая форма фирновых бассейнов и малая степень концентрации снега на крупных ледниках. Так, например, для ледника Потанина проведенный автором анализ космических снимков сезонов абляции 2000, 2006, 2007, 2010, 2012 годов показывает, что положение фирновой границы колеблется в диапазоне высот 3300-3600 м в зависимости от условий абляции/аккумуляции конкретного года. Среднее многолетнее высотное положение фирновой границы на леднике Потанина было установлено автором на уровне 3400 м, что близко к высоте средневзвешенной по площади фирновой границы всей этой группы ледников (3375).

Следующие две группы ледников №14-21 и №22-31 (рис. 100) обрамляются участком хребта с преобладанием высот в диапазоне 3400-3600 м. Эти ледники не образуют сплошной полосы оледенения. Это небольшие (не более 1,5 км<sup>2</sup>) карово-долинные и долинные ледники, залегающие в верховьях смежных трогов. Согласно топографическим картам территории съемки 1948 г в середине XX века большую роль в ГК на этих участках играли ледники плоской вершины, в дальнейшем сильно деградировавшие. Остатками этих ледников в настоящее время являются плосковершинные ледники № 23 и №32, суммарной площадью около 1 км<sup>2</sup>.

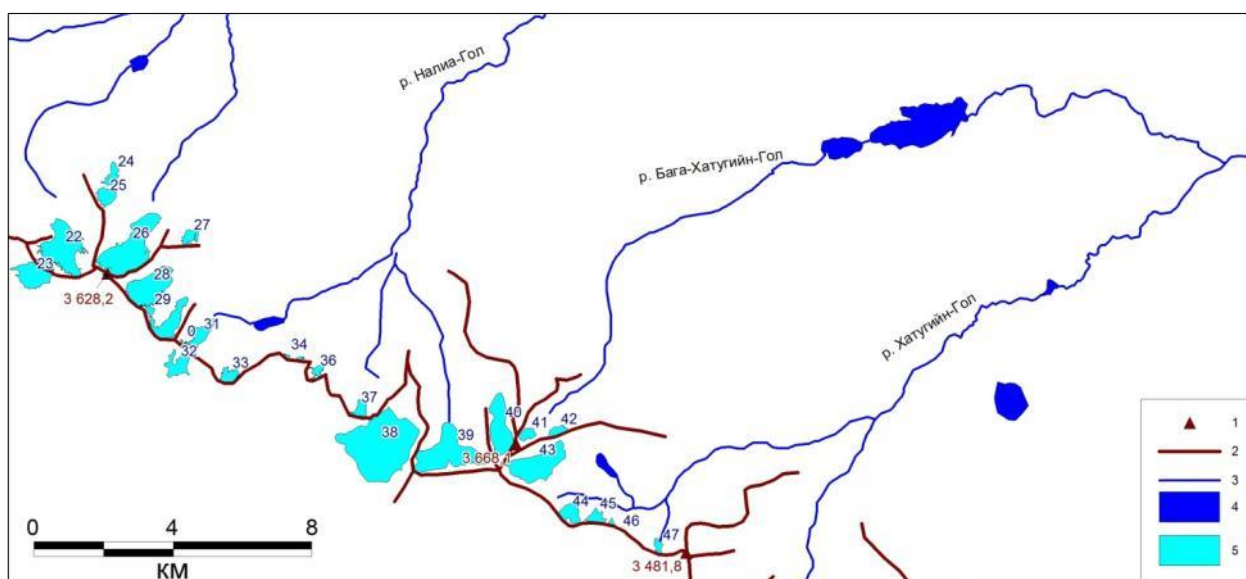


Рисунок 100. Оледенение центральной части Найрамдальского хребта. Условные обозначения:

- 1- вершины, 2- горные гребни и линии водоразделов, 3- реки, 4- озера, 5- ледники

Фирновая граница на ледниках этих групп проходит ниже (3270 м и 3245 м, соответственно), чем на ледниках первой группы. Это связано с тем, что относительно малые ледники здесь существуют лишь в верхних, наиболее крутых и расчлененных частях трогов, где имеет место повышенная аккумуляция снега метелевым переносом с одновременно большей затененностью ледников. Подобное соответствие ледников вмещающим формам рельефа



достигается за счет более высокого положения языков ледников, преимущественно находящихся на высотах более 3000 м.

Следующая группа ледников связана с вершиной Аршаны-Их-Ула (3668,1 м), от которой радиально расходятся трюги верховьев рек Налиа-Гол, Бага-Хатугийн-Гол, Их-Хатугийн-Гол и с платообразным участком в водораздельной части хребта примерно в 2,5 км западнее вершины. Крупнейший ледник группы- плосковершинный ледник №38, площадью чуть менее 3 км<sup>2</sup>, расположенный на высотах 3260-3550 м, играет важную косвенную роль в питании смежного с ним с востока второго по величине ледника группы – карово-долинного ледника №39 снегом, сдуваемым с его поверхности. Эти ледники, совместно с двумя относительно крупными ледниками -долинным №40 и карово-долинным №43 доминируют в группе. Остальные ледники относятся к карово-висячему и висячему типу и имеют малые площади. Средневзвешенная высота фирновой границы ледников этой группы составляет 3335 м. Увеличение высоты фирновой границы по сравнению с более западными районами отражает возрастающее значение плосковершинных ледников, характеризующихся наиболее высоким положением фирновой границы среди морфологических типов ледников.

На крайнем юго-востоке хребта, несмотря на то, что вершины достигают 3600-3650 м, ледники находятся на грани полного исчезновения и разрознены (рис. 101). Единственным исключением является группа из четырех ледников, приуроченных к платообразному участку с максимальной высотой 3600,5 м (г. Шараш-Ула) и серии врезанных в него каров в бассейне р. Могойтын-Гол. Эти ледники образуют небольшой полиморфный ГК, в котором ядром выступает наиболее крупный и высоко расположенный плосковершинный ледник № 53.

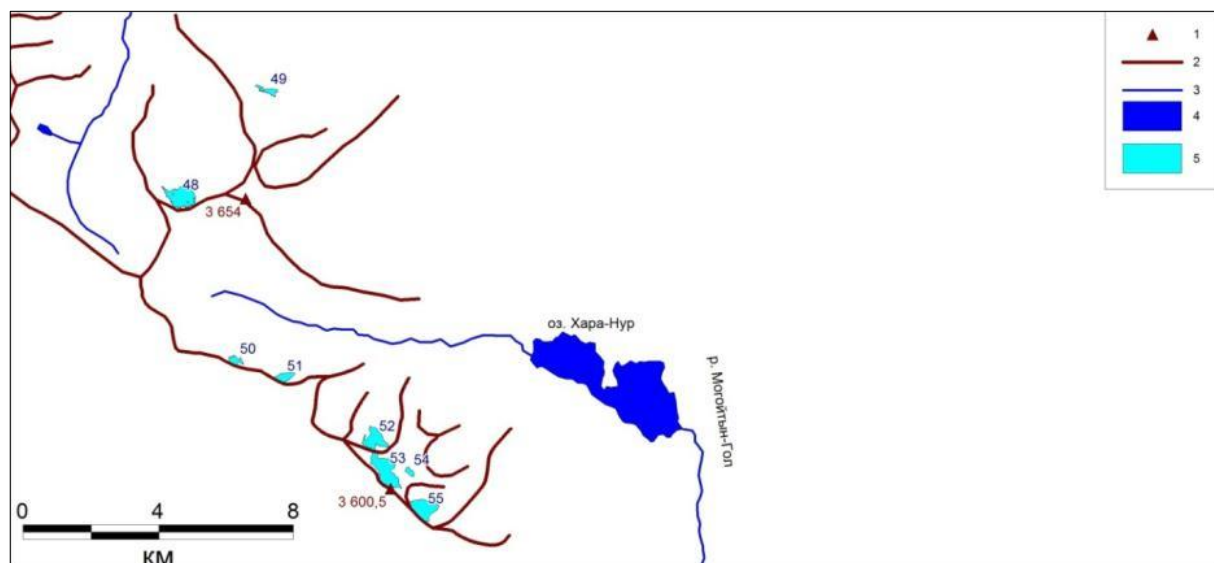


Рисунок 101. Оледенение восточной части Найрамдальского хребта. Условные обозначения: 1- вершины, 2- горные гребни и линии водоразделов, 3- реки, 4- озера, 5- ледники

Интенсивность оледенения юго-восточного отрезка хребта составляет всего лишь 0,06 км<sup>2</sup>/км. Этот факт с учетом сохранения таких же абсолютных высот на этом участке, как и на центральном отрезке хребта, свидетельствует об ухудшении условий питания ледников за счет резкого уменьшения количества осадков к востоку от вершины Аршаны-Их-Ула. Об этом же говорит и возрастание средневзвешенной по площади высоты фирновой линии до 3405 м.

**Динамика высокогорных ГК хр. Найрамдал.** Основной процесс, проходящий в настоящее время в высокогорных ГК хр. Найрамдал - сокращение современных ледников. Общий тренд к сокращению проявляется с максимума м.л.э., хотя на его фоне имели место относительно кратковременные периоды стабилизации положения краев ледников или даже их небольшие подвижки. Например, ледник Потанина активизировался в начале 30-х гг. XX века, в начале 1960-х (ледник Александры), в 1987 г (ледник Александры) [100].

Согласно реконструкции автора в м.л.э. площадь оледенения северо-восточного склона хр. Найрамдал составляла 126,3 км<sup>2</sup>, т.е. общее сокращение площади оледенения составило около 43% (рис. 102). Средневзвешенная по площади ледников высота фирновой границы увеличилась примерно на 130 м.

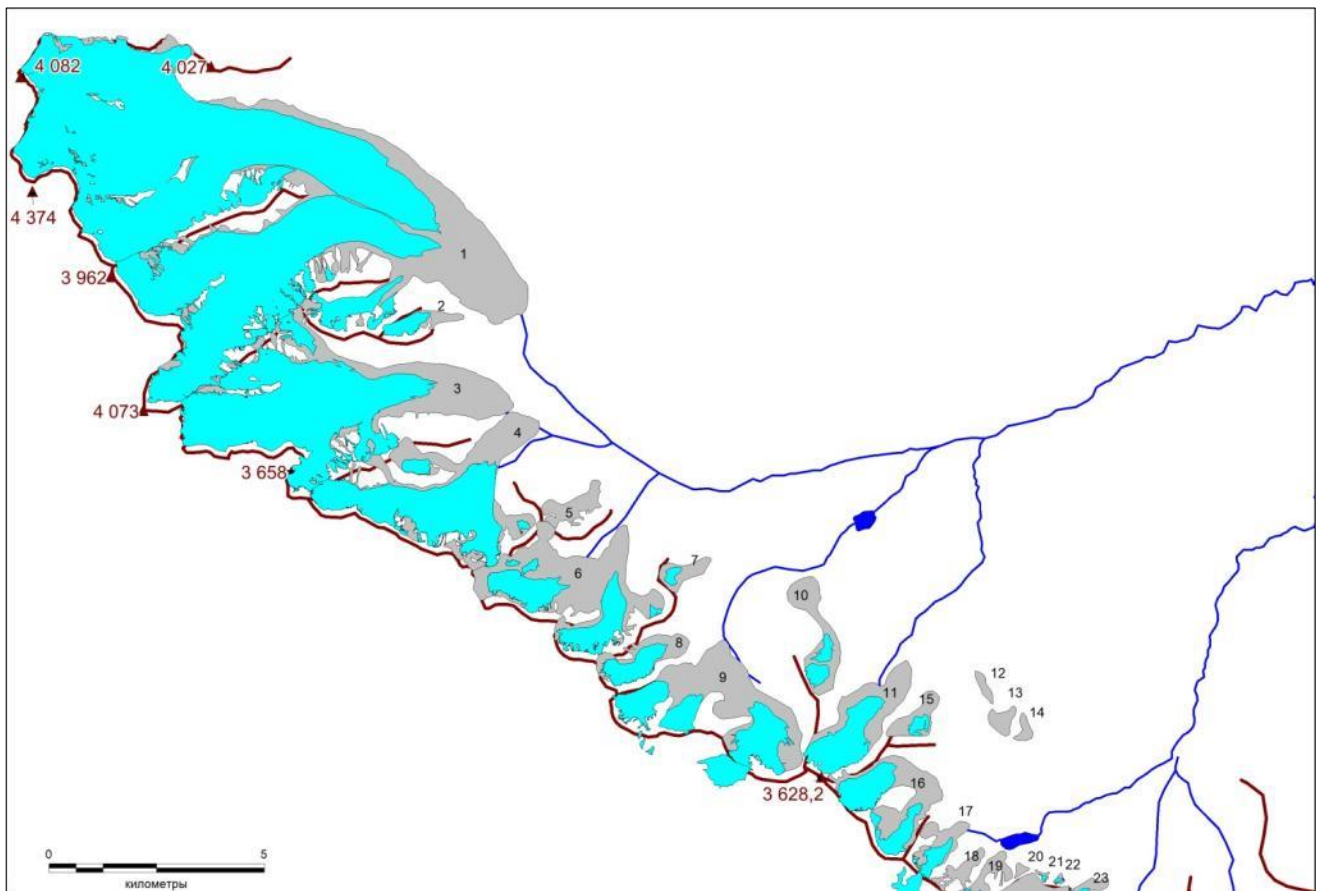


Рисунок 102. Изменение оледенения западной части Найрамдальского хребта с максимума м.л.э.. Условные обозначения: 1- вершины, 2- горные гребни и линии водоразделов, 3- реки, 4- озера, 5- ледники

Относительное сокращение ледников разных морфологических типов было примерно одинаковым, наибольшие абсолютные сокращения площади были связаны с долинными и плосковершинными ледниками. В максимум м.л.э. крупные долинные ледники развивались на всем протяжении западной части хребта Найрамдал вплоть до верховьев р. Налиа-Гол включительно. К настоящему моменту эти ледники либо испытали распад на серию карово-долинных ледников и долинных ледников второго порядка, либо потеряли связь с некоторыми ледниками-притоками (ледники Потанина, Александры, Гране и Крылова).

Сокращение плосковершинных ледников в большей степени проявилось в центральной (рис. 103) и восточной частях хребта, где поверхности выравнивания имеют большее распространение. Так сокращение в 3 раза плосковершинного ледника (№26 по каталогу ледников малой ледниковой эпохи) привело к распаду ледникового комплекса из 8 ледников в верховьях р. Налиа-Гол.

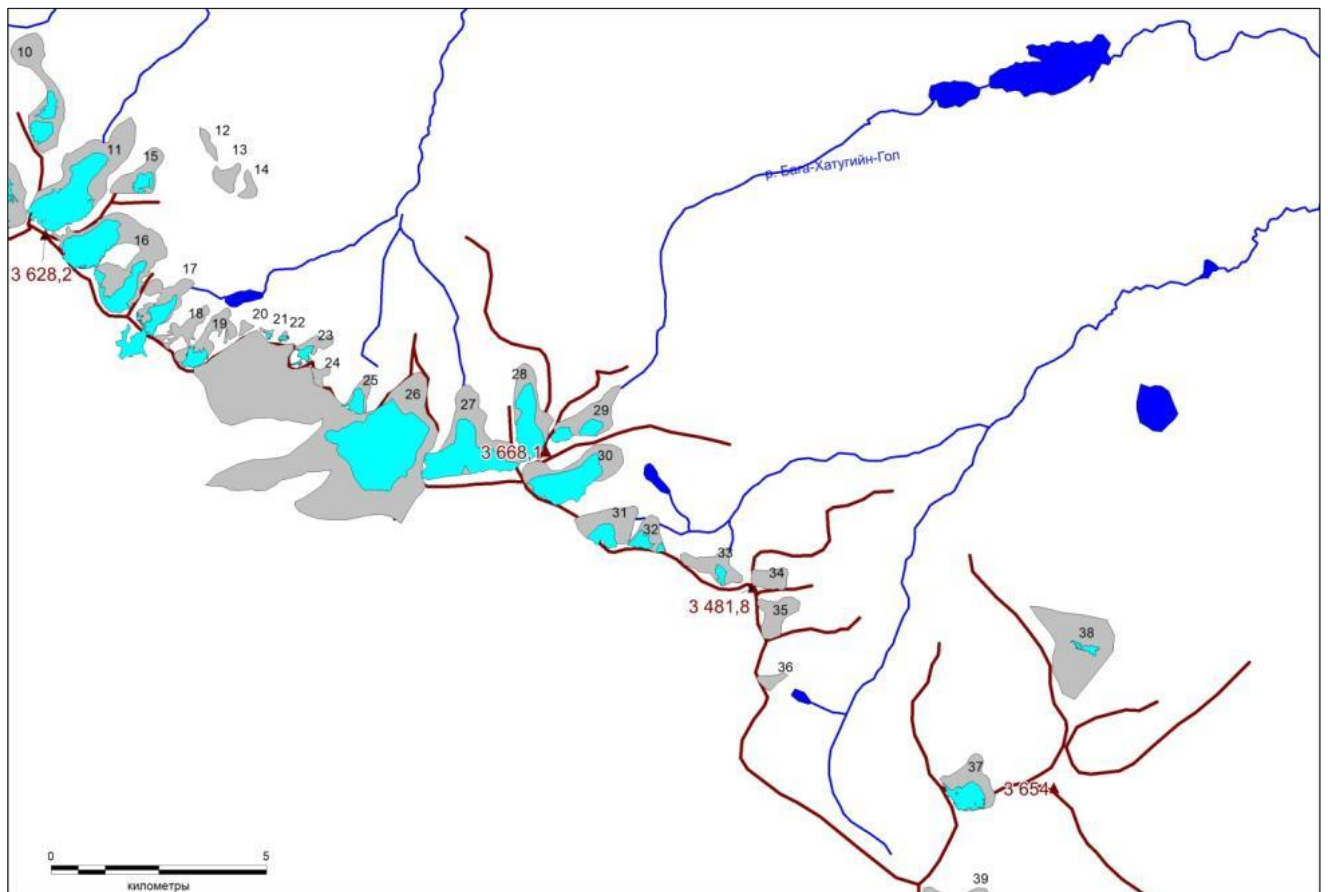


Рисунок 103. Изменение оледенения центральной части Найрамдальского хребта с максимума м.л.э.. Условные обозначения: 1- вершины, 2- горные гребни и линии водоразделов, 3- реки, 4- озера, 5- ледники

В восточной части хребта (рис. 104) сокращение плосковершинного ледника №45 также привело к распаду малого ледникового комплекса.

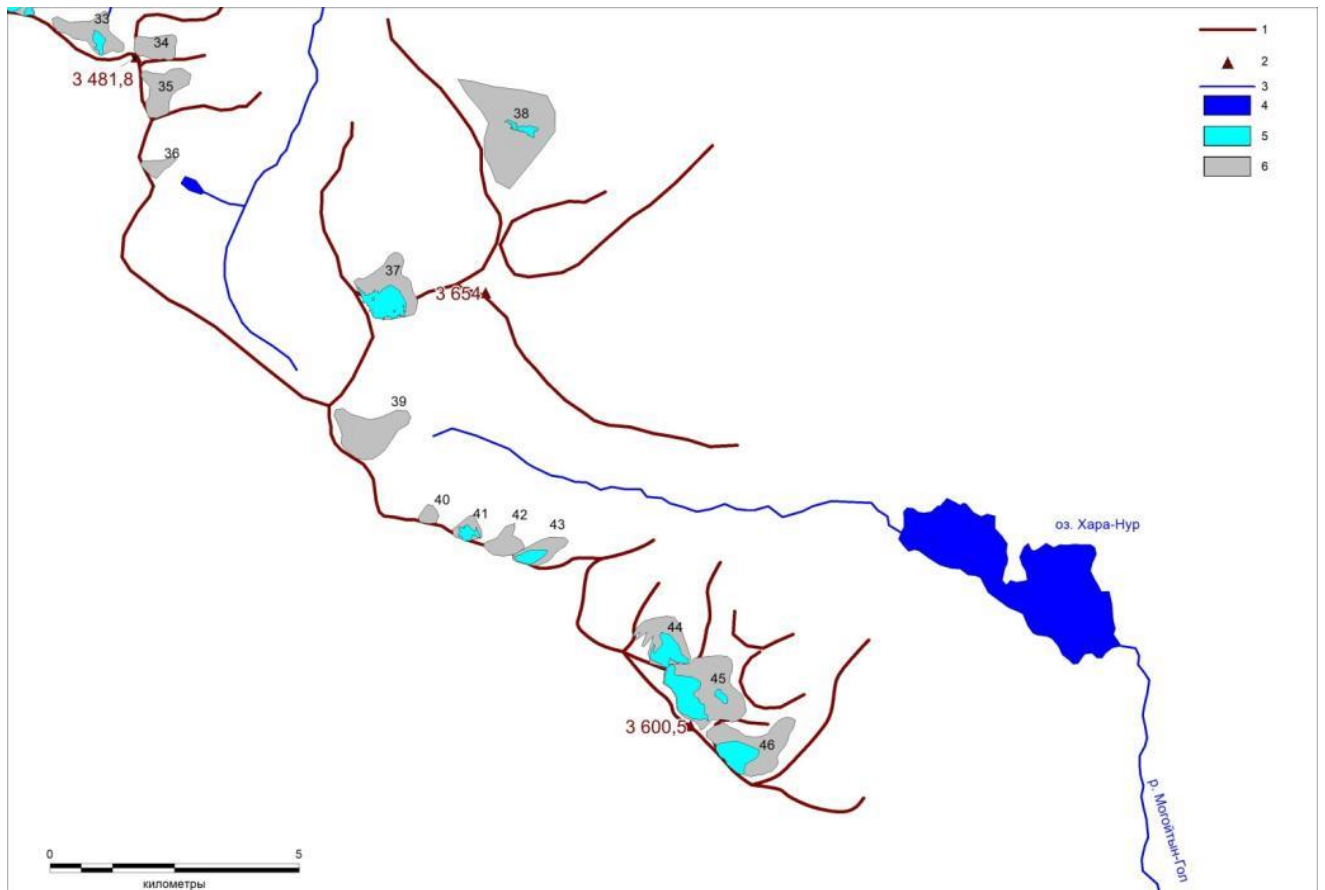


Рисунок 104. Изменение оледенения восточной части Найрамдальского хребта с максимума м.л.э.. Условные обозначения: 1- вершины, 2- горные гребни и линии водоразделов, 3- реки, 4- озера, 5- ледники

Основные черты сокращения ледников хребта Найрамдал характерны для всего региона. Рассмотрим их на примере ГК ледников Потанина-Александры (рис. 105).



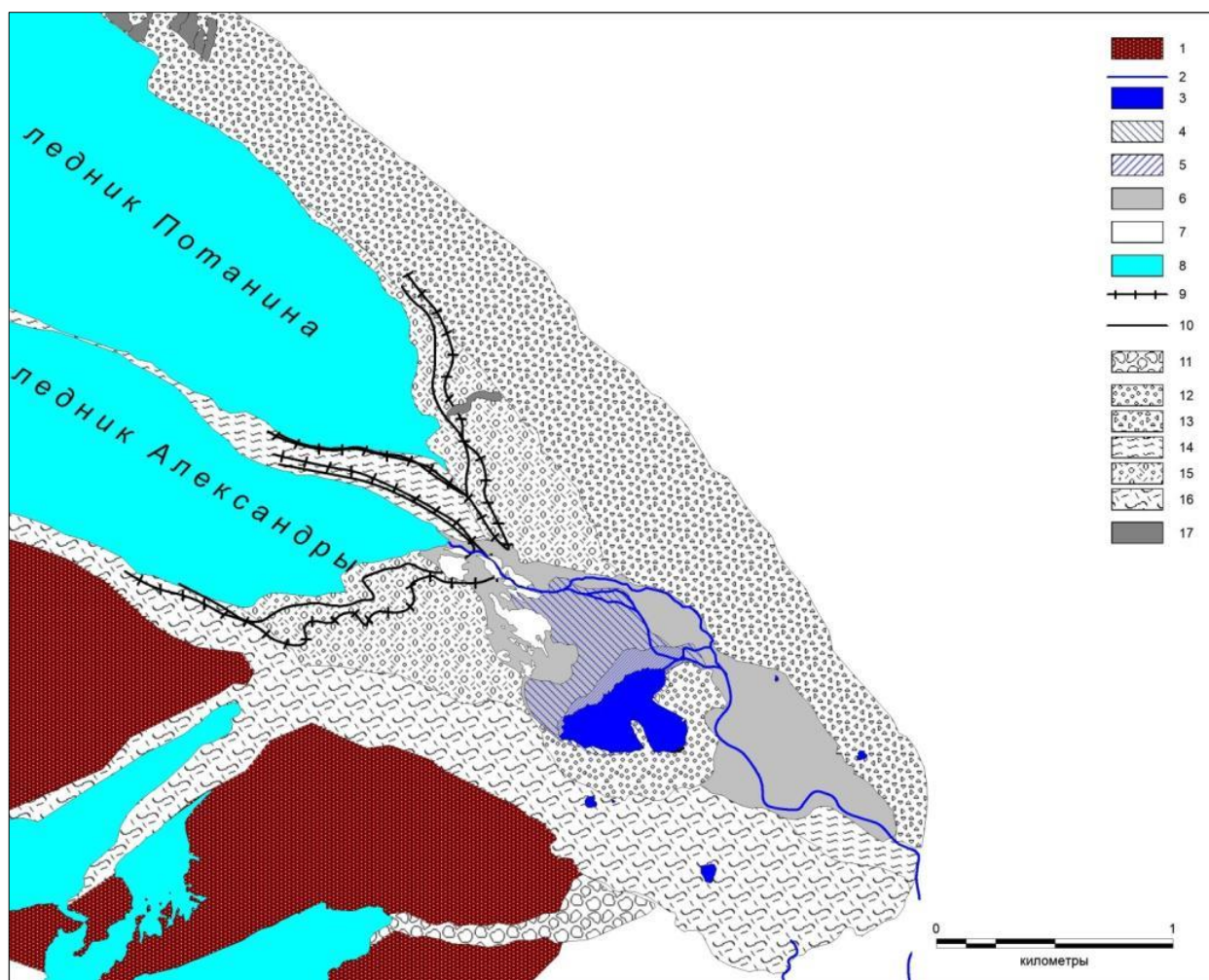


Рисунок 105. ГК Потанина-Александры. 1- крутые скалистые склоны, 2- реки, 3- озера, 4- моренно-подпрудное озеро в 2000 г, 5- моренно-подпрудное озеро в 2006 г, 6- зандр, 7- наледь, 8- ледники на 2013, 9- фронты ледников в 2000, 10- фронты ледников в 2006 г., 11- каменный глетчер, 12- морена середины 1960-х, 13- северная боковая морена м.л.э., 14- срединная морена, 15- основная морена, местами с забронированным льдом, 16- южная боковая морена м.л.э., трансформирующаяся в каменный глетчер, 17- термоцирки и оползни.

С максимума м.л.э. площадь ледников в пределах данного ГК уменьшилась на 9,05 км<sup>2</sup>. При этом проявились следующие механизмы

1. Бронирование краевых частей ледника мореной с последующей потерей связи с основным телом ледника. При этом под образовавшимся моренным валом сохраняется ледяное ядро (о чем свидетельствуют термокарстовые процессы с обнажением ледяного ядра на склонах морены). Формирование подобных образований происходит в конце ледниковых наступаний или стабилизаций и при переходе к ледников регрессивной фазе. Соответственно, для современного ГК Потанина-Александры выделяется мощные валы малой ледниковой эпохи по внешнему периметру комплекса, а также осциляционный вал 30-60-х гг. XX века, до сих пор подпруживающий небольшое озеро. Отсутствие существенного размыва тальными водами

ледников и сохранение ледового ядра в подобных формированиях в течении длительного периода возможно за счет малых уклонов участка долины, на котором расположены языки ледников и, вследствие этого малой энергией водных потоков. Суммарная площадь этих образований для ГК Потанина по моим оценкам составляет 4,56 км<sup>2</sup>.

Примечательно, что южный моренный вал малой ледниковой эпохи к настоящему времени трансформируется в каменный глетчер, о чем свидетельствует его лопастевидная форма, крутой фронтальный уступ, наличие натечных форм, поперечных валов и борозд. При этом с юго-запада в его южный борт упирается еще один малый каменный глетчер (рис. 106).

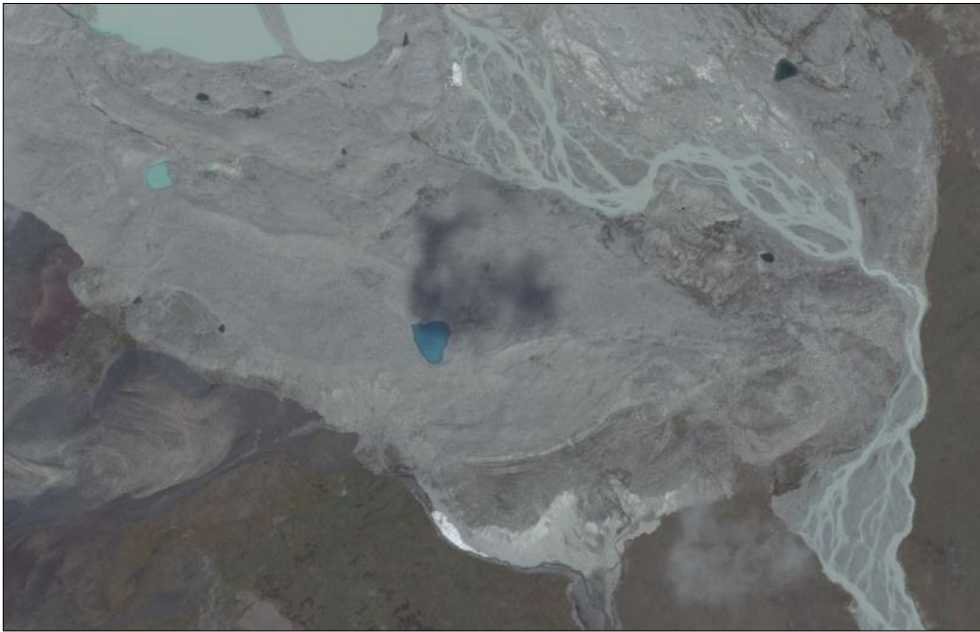


Рисунок 106. Южная часть конечно-моренного комплекса м.л.э. ледников Потанина-Александры (фрагмент космического снимка).

2. Формирование мощных срединных морен с ледниковым ядром, возвышающихся над открытой поверхностью ледника на несколько метров. Такая морена между ледниками Потанина и Александры В 1905 году срединная морена и забронированный ей клин льда выдвигался на 200-300 м вперед и делил озеро на две части вплоть до моренного вала середины XIX века [141]. В настоящее время край клина забронированного льда по прежнему выдвигается примерно на 160 м от края ледника Александры и на 330 м от края ледника Потанина, однако отстоит от внутреннего края морены м.л.э. более чем на 2 км, т.е. на всем этом протяжении морена была размыта, а ее ледяное ядро вытаяло, за исключением примерно 500-метрового участка на стыке боковых валов м.л.э. Общая площадь современной срединной морены и его древнего участка составляет 0,36 км<sup>2</sup>.

3. Ускоренное отступление языков ледников с формированием зандра (площадь 0,81 км<sup>2</sup>) и озера. В первую очередь, это относится к леднику Потанина, язык которого в период 1987-2001 г отступал со средней скоростью 42,9 м/год [100], что является очень большой величиной

для исследуемого региона. В период 2000-2012 согласно анализу автором космических снимков разных лет средняя скорость отступления края немного снизилась и составила 37,4 м/год. Напротив, ледник Александры, в целом более устойчивый к потеплению и даже переходивший в отдельные периоды XX века к наступлению в последние годы начал ускорять отступление. Скорость его отступления в 1987-2001 гг. составляла 15 м/год, в 2000-2012 по данным автора она возросла до 22,3 м/год. Более низкие скорости ледника Александры по сравнению с ледником Потанина за весь период наблюдений связаны с его более выгодным положением в рельефе. Во-первых, проявляется подпруживание ледником Потанина, в который упирается верхняя часть языка ледника Александры при его развороте. Во-вторых, крутой южный склон вмещающей ледник долины, обеспечивает большую затененность ледника и более благоприятные условия для концентрации на нем снега, а также большее поступление на его поверхность обломочного материала, снижающего интенсивность абляции. В-третьих, в недавнем прошлом ледник Александры в нижней части языка принимал крупный ледниковый приток (остатками которого сейчас являются ледники 5 и 6). Соответственно, можно предположить, что в будущем скорости отступления ледника Александры будут по-прежнему ниже, чем скорости отступления ледника Потанина до тех пор, пока будет сохраняться эффект подпруживания.

Озеро на Зандре, которое в настоящий момент имеет площадь 0,11 км<sup>2</sup> еще в 2000 г. имело контакт с краем ледника Александры и было в 3 раза больше. Вероятная причина сокращения - размыв осцилляционного вала 30-60-х гг. XX века, подпруживающего озеро, хотя возможно имеет место и сокращение стока в последнее десятилетие в связи с уменьшением количества осадков.

4. Бронирование современных ледниковых языков с формированием участков мертвого льда (площадь около 0,85 км<sup>2</sup>). Участок забронированного льда у края ледника Потанина сильно размыв и его ледяное ядро в значительной степени вытаяло. Иная ситуация имеет место у края ледника Александры, где бронирующий материал поступает на ледник в большем количестве и ледовое ядро почти не затронуто термокарстовым процессам.

5. Бронирование осыпями участков ледника в зоне питания. На ледниках Потанина и Александры этот процесс развит сравнительно слабо, в отличие, например, от ледника Гранэ, где он привел к обособлению от него ледника №8.

6. Обнажение скальных выходов в зоне питания благодаря уменьшению мощности ледника.

7. Отчленение от зоны питания скоплений снега в лавинных лотках, снежных карнизов и надувов в пригребневой части. В совокупности процессы, перечисленные в пунктах 5-7 и затрагивающие зону питания ледников привели к потере ледниками площади примерно 1,7 км<sup>2</sup>.

#### 4.4.8. Плоскогорье Согостын-Нуру

Между хребтами Сайлюгем и Найрамдал, в междуречье р. Их-Ойгорын-Гол и р. Цаган-Гол располагается вытянутое почти строго с запада на восток горное возвышение, известное как плоскогорье Согостын-Нуру. Осевую часть плоскогорья составляют обширные поверхности выравнивания с преобладающими высотами в интервале 3000-3400 м. В центральной части максимальная высота достигает высшей отметки 3621,3 м.

Подобная максимальная высота для исследуемого региона близка к предельной для существования ледников.

До настоящего момента о ледниках плоскогорья Согостын-Нуру ничего не было известно. При дешифрировании космических снимков Spot-5 22.08.2013 г. автором были выделены 10 малых ледников суммарной площадью 0,25 км<sup>2</sup> (табл. 87, Приложение; рис. 107).

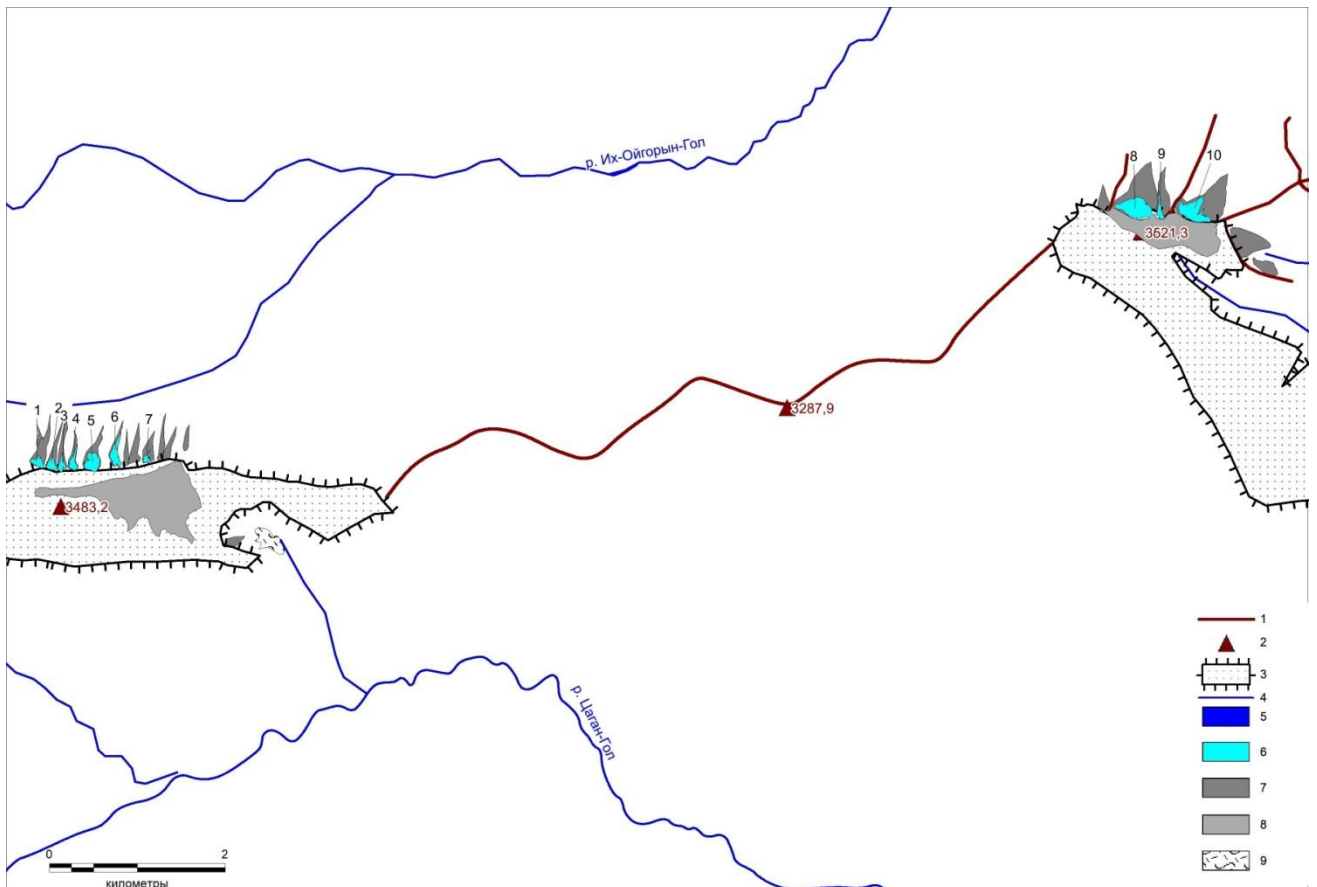


Рисунок 107. Оледенение плоскогорья Согостын-Нуру в м.л.э. и в настоящее время. 1- водоразделы, 2- вершины, 3- поверхности выравнивания, 4- реки, 5- озера, 6- современные ледники, 7- ледники активного типа в м.л.э., 8- ледники малоактивного типа в м.л.э., 9- каменные глетчеры

Имеются два очага оледенения: западный, где ледники расположены на крутом северном склоне поверхности выравнивания с высотой высшей точки 3483,2 и восточный, где они также приурочены к северному, несколько более расчлененный склон поверхности выравнивания с максимальной высотой 3621,3 м. На западе расположено у висячих ледников, на востоке- 2



каровых и один висячий, причем суммарная площадь ледников восточного очага больше, чем западного, несмотря на то, что фирновая граница на востоке расположена в среднем на 250 м. Причина большего развития ледников восточного очага – большая высота гор и наличие хорошо выраженных каров, что увеличивает степень концентрации снега на ледниках.

Западный очаг оледенения представляет собой полиморфный ГК, типичный для всего региона исследования – поверхность выравнивания, на которой развиваются малоактивное (плосковершинное) оледенение, с относительно пологим южным склоном и крутым северным и восточным склонами. При этом северный склон слабо расчленен и там развиваются висячие ледники, а на восточном склоне врезаны кары с каровыми ледниками и каменными глетчерами. Подобными ГК являются, например, ГК малого ледникового комплекса Толайты, массива Монгун-Тайга, или ГК Бургастын-Гол в хр. Чихачева. В случае полиморфного комплекса Согостын-Нуру имеет место одна из финальных стадий эволюции, когда плосковершинный ледник исчезает, после чего резко уменьшается снегонакопление на ниже расположенных висячих ледниках, которые постепенно трансформируются в многолетние снежники.

Реконструированная площадь оледенения в максимум м.л.э. составляла 2,02 км<sup>2</sup>, т.е. с м.л.э. она сократилось на 88%. Такое большое сокращение связано с деградацией плосковершинных ледников, в силу малого вертикального диапазона более чувствительных к изменениям высотного положения границы питания. Средняя величина подъема фирновой границы с максимума м.л.э. по 2013 г. составила 80 м.

#### 4.4.9. Массив Ценгел-Хайрхан

Примерно в 40 км к юго-востоку от восточной периферии хр. Найрамдал расположен горный массив Ценгел-Хайрхан (Ценгел-Хайрхан-Нуру) с одноименной вершиной высотой 3943 м). Массив вытянут примерно на 30 км с северо-запада на юго-восток, наиболее высока (более 3800 м) его северо-западная часть, к юго-востоку высоты вершин снижаются до 3200-3500 м. Граница массива не очень четко выражена на юго-востоке и северо-западе, где его продолжением служат горные хребты высотой 2700-3000 м, переходные к массиву Елт-Ула и хр. Найрамдал, соответственно. С запада и юго-запада массив ограничивают бессточная котловина оз. Хара-Нур (урез 2493 м) и впадина Хара-Борэг (с высотами 2200-2400 м). С севера горные сооружения Ценгел-Хайрхан продолжаются хребтом Тэшир-Хэрбейн-Нуру (2600-2900 м). Восточной границей массива является долина р. Сагсай-Гол (2000-2200 м). Массив дренируется р. Харгантын-Гол, Цаган-Асгын-Гол, Джелтын-Гол и Хулцотийн-Гол, относящихся к бассейну р. Кобдо.

Об оледенении Ценгел-Хайрхан известно мало. Е.И. Селиванов по аэрофотоснимкам выделял 3 карово-долинных ледника с общей площадью сплошных фирновых полей 1,2 км<sup>2</sup>

[21], Klinge [234] по аэрофотоснимкам 1987-1988 гг. в масштабе 1:45000 было выявлено 39 ледников суммарной площадью 30,7 км<sup>2</sup>.

Автором на основании дешифрирования космических снимков было выделено 46 ледников суммарной площадью 10,2 км<sup>2</sup> (рис. 108).

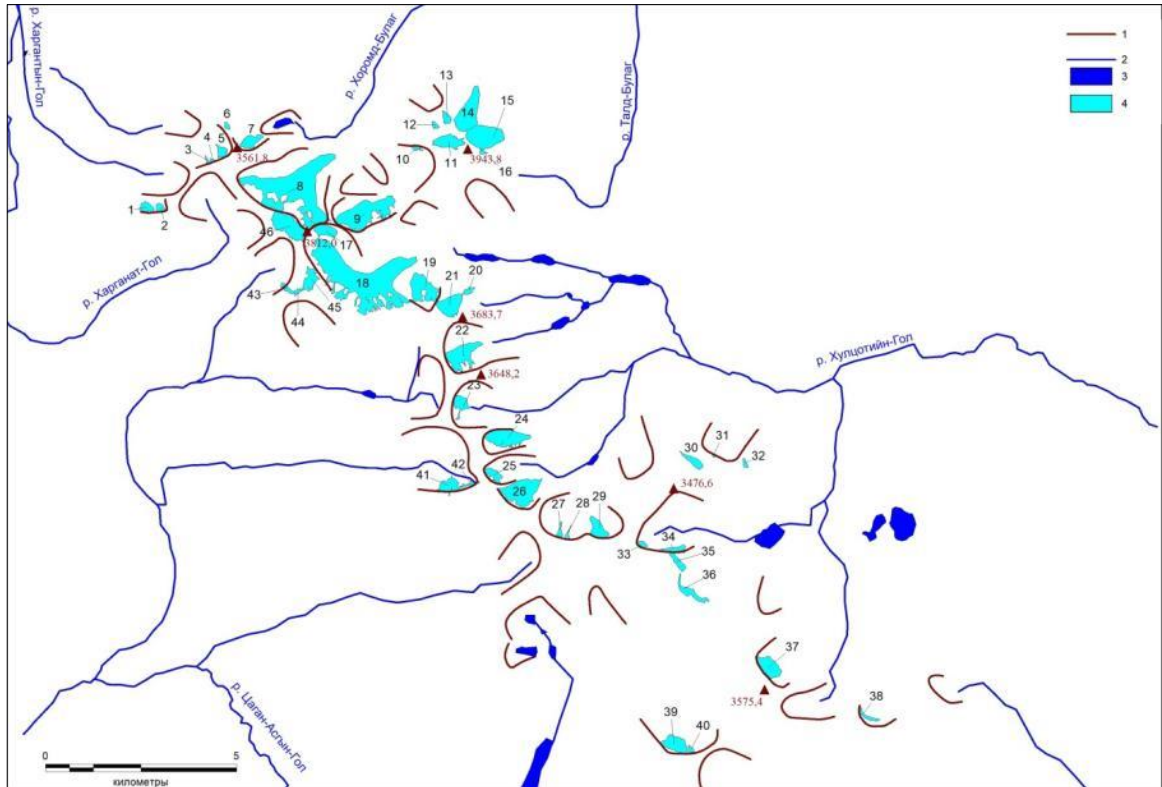


Рисунок 108. Современные ледники массива Ценгел-Хайрхан. 1- водоразделы, 2- реки, 3- озера, 4- ледники.

Наиболее крупные ледники развиты на севере массива, где орографическое обрамление ледников имеет наибольшую высоту. Здесь расположены 2 долинных ледника (№8 и №18) и единственный карово-долинный ледник (№9). При этом ледники главной вершины массива сравнительно малы (табл. 88, Приложение), что связано со слабой расчлененностью этого участка рельефа.

По мере снижения высоты гор в юго-восточном направлении наибольшее развитие получают каровые, а на крайнем юго-востоке, где преобладают выровненные поверхности, а кары сильно разрушены, развиты малые склоновые ледники. Долинные и карово-долинные ледники по суммарной площади составляют примерно 44% от общей площади оледенения. Важную роль в структуре оледенения играют каровые ледники (28% суммарной площади оледенения массива).

Ниже всего, до высоты 2930 м спускается край долинного ледника № 8, края прочих ледников находятся выше уровня 3080 м. Такое положение нижнего края ледников при средней взвешенной высоте фирновой границы 3420 м достаточно закономерно для исследуемого

региона. В качестве примера можно привести ледники южной части хребта Чихачева, фирновая граница на которых в среднем всего на 5 м выше, а края ледников находятся примерно на таких же высотах, а нижний предел их развития – высота 2890 м.

Распределение ледников по экспозициям склонов чрезвычайно ассиметрично (рис. 109), при этом очень четкий максимум приурочен к северо-восточным склонам, что в целом характерно для всего исследуемого региона. В случае массива Ценгел-Хайрхан столь явное преобладание ледников северо-восточных склонов предопределяется не только повышенной концентрацией снега на подветренных склонах, но и ориентировкой главного водораздела, за счет которой северо-восточные и юго-западные склоны имеют наибольшую протяженность.

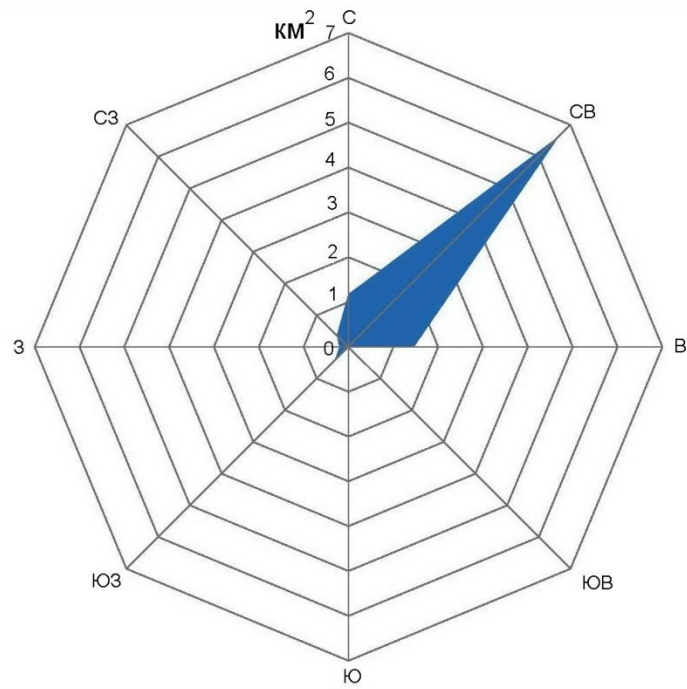


Рисунок 109. Распределение площади ледников массива Ценгел-Хайрхан по экспозициям.

В максимум м.л.э., согласно реконструкции автора, оледенение массива было представлено 69 ледниками суммарной площадью 33,18 км<sup>2</sup> (рис. 110). Нижним пределом развития ледников была высота 2800 м, тогда как средневзвешенная высота фирновой границы составляла 3350 м (т.е. депрессия фирновой границы с максимума м.л.э. по 2008 г. составила 70 м).

Оледенение массива столь существенно превышало современное по площади в основном за счет ледников юго-восточной периферии, где развивались каровые и карово-долинные ледники, а также существовали относительно крупные плосковершинные ледники. Большое количество исчезнувших или распавшихся ледников в этой части массива связано с относительно малой высотой их горного обрамления и их малым вертикальным диапазоном. Особенно это справедливо для плосковершинных ледников, для существования которых критическим оказался даже небольшой подъем фирновой границы.

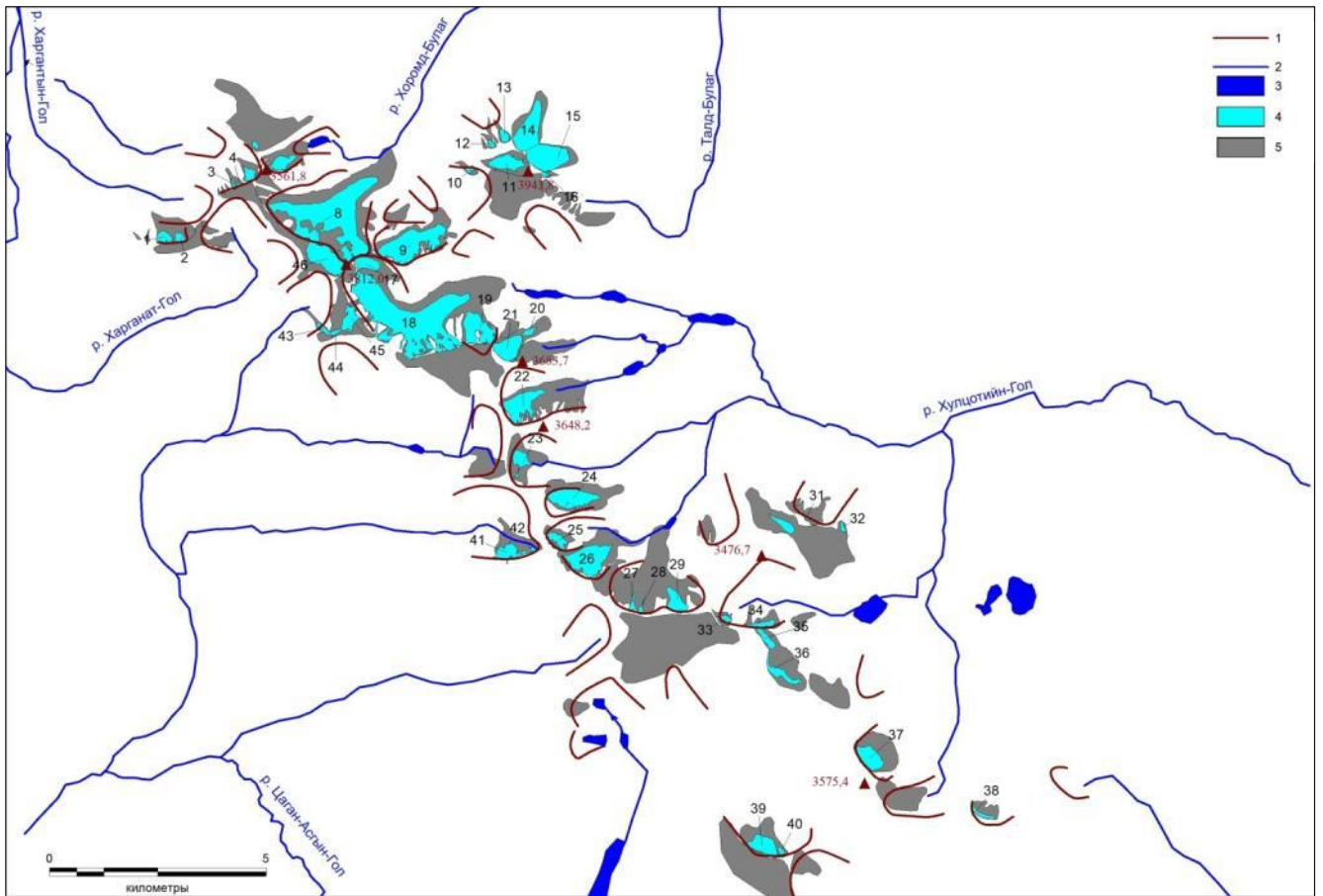


Рисунок 110. Изменение оледенения массива Ценгел-Хайрхан с максимума м.л.э. 1- водоразделы, 2- реки, 3- озера, 4- современные ледники, 5- ледники в максимум м.л.э.

Ледники северной части массива в силу большего вертикального диапазона развития и больших размеров оказались более устойчивыми к неблагоприятным изменениям климата. Это отразилось в изменении морфологической структуры оледенения массива (табл. 35).

Таблица 35. Изменение морфологической структуры оледенения массива Ценгел-Хайрхан с максимума м.л.э. по 2008 г.

Морфологический тип	Количество ледников (%) от общего		Площадь оледенения (%) от	
	Максимум м.л.э.	2008	Максимум м.л.э.	2008
Долинные	7,3	4,4	33,5	37,2
Карово-долинные	7,3	2,2	10,9	6,9
Каровые	26,1	28,3	15,4	28,1
Карово-висячие	5,8	8,7	0,6	4,2
Висячие	34,8	32,6	6,0	8,0
Склоновые	5,8	21,7	5,2	15,2
Плосковершинные	13	0	28,4	0
Возрожденные	0	2,2	0	0,4

Несмотря на уменьшение количества долинных ледников за счет их распада, доля площади долинных ледников в суммарной площади оледенения возросла за счет того, что ледники прочих типов сокращались с еще большей скоростью. Наибольшее сокращение испытали плосковершинные ледники, полностью исчезнувшие. При этом в первую очередь деградировали имеющие наименьшие уклоны участки таких ледников, где их мощность также была наименьшей за счет низкой концентрации снега, в итоге сохранились только периферические фрагменты этих ледников на более крутых участках подветренных склонов, ставшие самостоятельными склоновыми ледниками.

Контрастность экспозиционного распределения ледников в период с максимума м.л.э. увеличилась, поскольку исчезли ледники на юго-восточных и южных склонах, а наиболее крупные в массиве ледники северо-восточных склонах сравнительно мало сократились (табл. 36).

Таблица 36. Изменение экспозиционного распределения ледников массива Ценгел-Хайрхан с максимума м.л.э. по 2008 г.

Экспозиция	Количество ледников (%) от общего		Площадь оледенения (%) от суммарной	
	Максимум м.л.э.	2008	Максимум м.л.э.	2008
С	15,9	23,9	13,7	11,5
СВ	37,7	37	46,8	64,7
В	13,0	15,2	12,9	14,2
ЮВ	2,9	0	0,9	0
Ю	4,4	0	12,9	0
ЮЗ	1,5	4,4	2,7	4,1
З	4,4	2,2	4,4	2,0
СЗ	20,3	17,4	5,8	3,5

Наиболее подробно автором рассмотрен высокогорный **ГК Хулцотийн-Гол** (рис. 111), связанный с наиболее крупным долинным ледником массива (№18). Несмотря на существенно меньшие размеры, он имеет значительное сходство с ГК ледника Потанина в хр. Найрамдал. Это проявляется в первую очередь в строении моренного комплекса м.л.э. Южный моренный вал представляет собой каменный глетчер, основную роль в питании которого играет забронированный лед ниже ледника №19. Вторая общая черта - в обоих комплексах: между мореной м.л.э. и современным краем ледника четко выражен один осцилляционный моренный вал. У ГК Потанина этот вал на основании наблюдений за отступанием ледника отнесен к середине 1960-х гг., по аналогии можно предположить, что ледник № 18 стационарировал и образовывал его примерно в это же время. Третья одинаковая особенность - наличие рядом с

краем ледника небольшого озера с большой межгодовой изменчивостью площади и конфигурации. В 2000 г. оно располагалось по обе стороны от осцилляционного моренного вала 1960-х. В 2008 г. уровень озера упал и оно распалось на две составляющие.

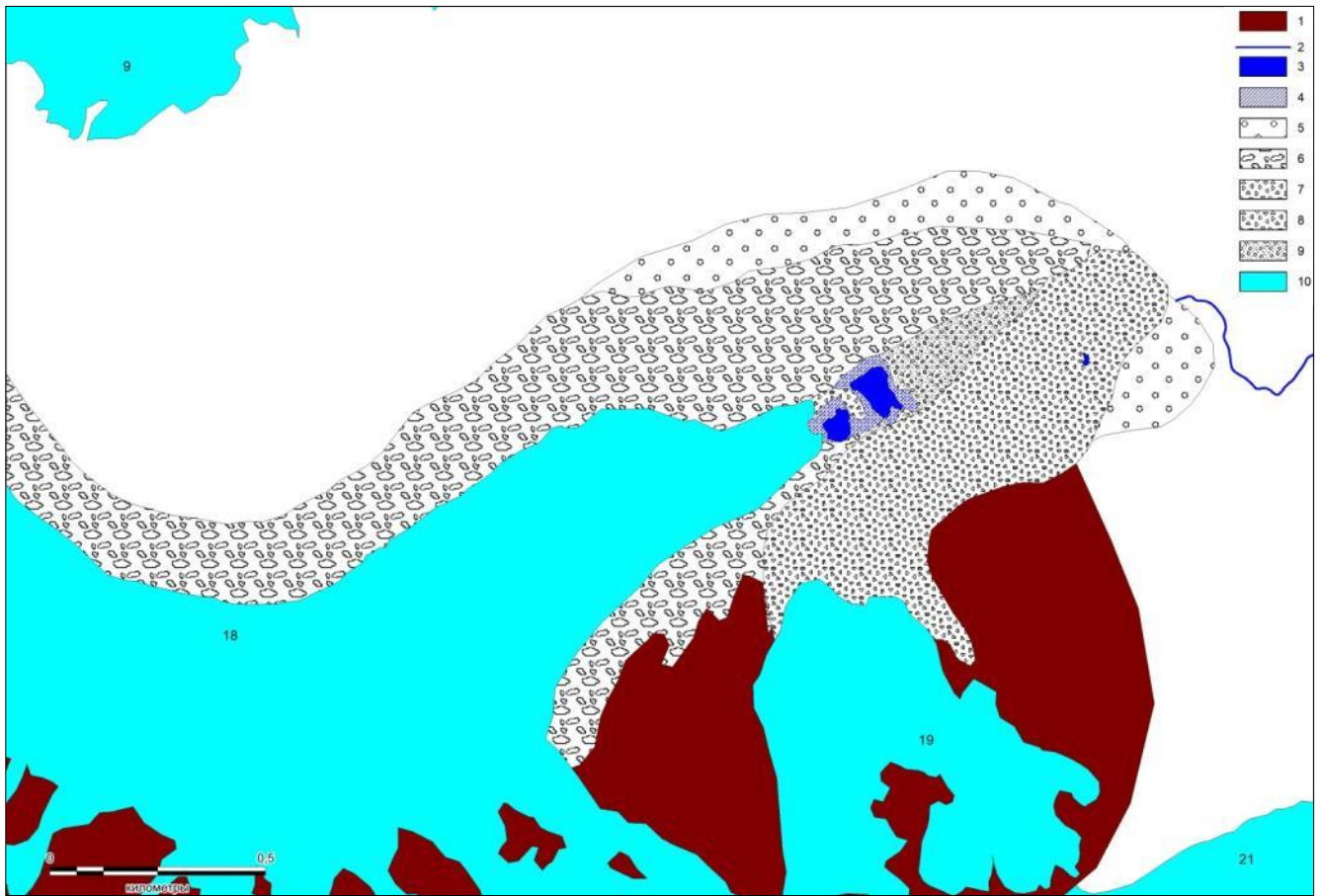


Рисунок 111. ГК Хулцотийн-Гол. 1- крутые скалистые склоны, 2- реки, 3- озера в 2008 г., 4- озера в 2000 г, 5- морена исторической стадии, 6- морены м.л.э., 7- боковой моренный вал м.л.э., трансформировавшийся в каменный глетчер, 8- осцилляционный вал середины 1960-х, 9- зандр, 10- ледник в 2008 г.

В м.л.э. ледники №18 и №19, а также расположенный в северной части трога ледник №17 были составляющими единого ледника площадью примерно 4,3 км<sup>2</sup>. Средняя скорость отступления ледника с середины XIX века автором оценена в 5,4 м/год, хотя есть основания предполагать колебания скоростей сокращения ледника в прошлом. Между валами м.л.э. и 1960-х расположен зандр, вероятно образовавшийся в период, когда ледник отступал с большей скоростью. Наблюдения за отступанием долинных ледников модельных массивов Монгун-Тайга и Таван-Богдо-Ола показывают, что для образования зандра необходимо отступление ледника со скоростью более 10 м/год.

После предполагаемой стабилизации фронта ледника в середине 1960-х отступление ледника было медленным. Среднюю скорость отступления с середины 1960-х гг. по 2008 г. автор оценивает величиной 2,6 м/год. Такая низкая скорость отступления, вероятно, связана с большой



степенью забронированности языка ледника. Так на протяжении нижних 350 м поверхность ледника полностью покрыта моренным чехлом.

В ближайшее время при сохранении тренда к сокращению ледника следует ожидать отчленения забронированного участка от основного тела ледника и скачкообразного отступления края ледника на 300-400 м

#### 4.4.10. Хребет Хунгуйн-Нуру

Хребет Хунгуйн-Нуру, расположенный примерно в 60 км к западу от массива Ценгел-Хайрхан протягивается примерно на 45 км с северо-запада на юго-восток. На юго-востоке продолжением хребта служат высокогорья массива Сайрын-Ула (3981 м), на севере он постепенно переходит в серию среднегорных хребтов субмеридиональной направленности, достигающих долины р. Кобдо. Кроме того, к востоку и северо-востоку к хребту Хунгуйн-Нуру примыкают высокогорные хребты Сэвс-Ула и Нууртын-Нуру.

Хребет в осевой части имеет высоту 3500-3800 м (максимальная высота 3820 м). В высокогорной части массив расчленен на глубину 400-600 м, здесь многочисленны следы древнего оледенения- цирки, кары, трог, моренные комплексы, особенно это относится к северо-восточному склону хребта. Протяженность долин юго-западного склона 3-5 км, северо-восточного 5-10 км. Высота подножий хребта на юго-западе, где границей его служит котловина оз. Том-Нур (урез воды 2079 м), составляет 2300-2400 м. На северо-востоке границей хребта служит параллельная его водоразделу долина р. Хатугийн-Гол (2750-2300 м), отделяющая его от хребтов Сэвс-Ула и Нууртын-Нуру. На юго-востоке границей хребта служит впадина с озерами Олон-Нуру и Хиг-Нуру с высотами днища 2400-2600 м. Северо-западной границей хребта служит понижение с озером Шара-Нур (высота уреза 1963 м).

В гидрологическом отношении вся территория хребта находится в пределах бассейна р. Кобдо, при этом северо-восточный склон дренируется р. Хатугийн-Гол, впадающей непосредственно в р. Кобдо, а реки юго-западного склона либо впадают в озеро Том-Нур, либо являются притоками р. Умнэ-Гол, принимающей в себя сток из озера Том-Нур и впадающей в р. Кобдо.

Единственная на настоящий момент оценка оледенения хребта Хунгуйн-Нуру приводится в работе [234], где это центр фигурирует под названием *Khnumuni Khairhan/Tolbo*. На основе анализа топографической карты 1:100000 по состоянию на 1940-е годы в этой работе выделено 26 ледников суммарной площадью 26,7 км<sup>2</sup>.

Мной в работе используются результаты дешифрирования снимков SPOT-4 (Съемка 22 августа 2006 года, время 05:14:12 UTC). По состоянию на 2006 г. оледенение хребта Хунгуйн-Нуру представлено 31 ледником суммарной площадью 8,51 км<sup>2</sup> (Табл. 89, Приложение).



Основная часть ледников и наиболее крупные ледники сосредоточены в северо-западной, наиболее высокой части хребта. Ледники здесь встречаются группами по 2-3 ледника, непосредственно граничащих друг с другом. К юго-востоку от долины р. Цаган-Гол встречаются лишь одиночные ледники (рис. 112).

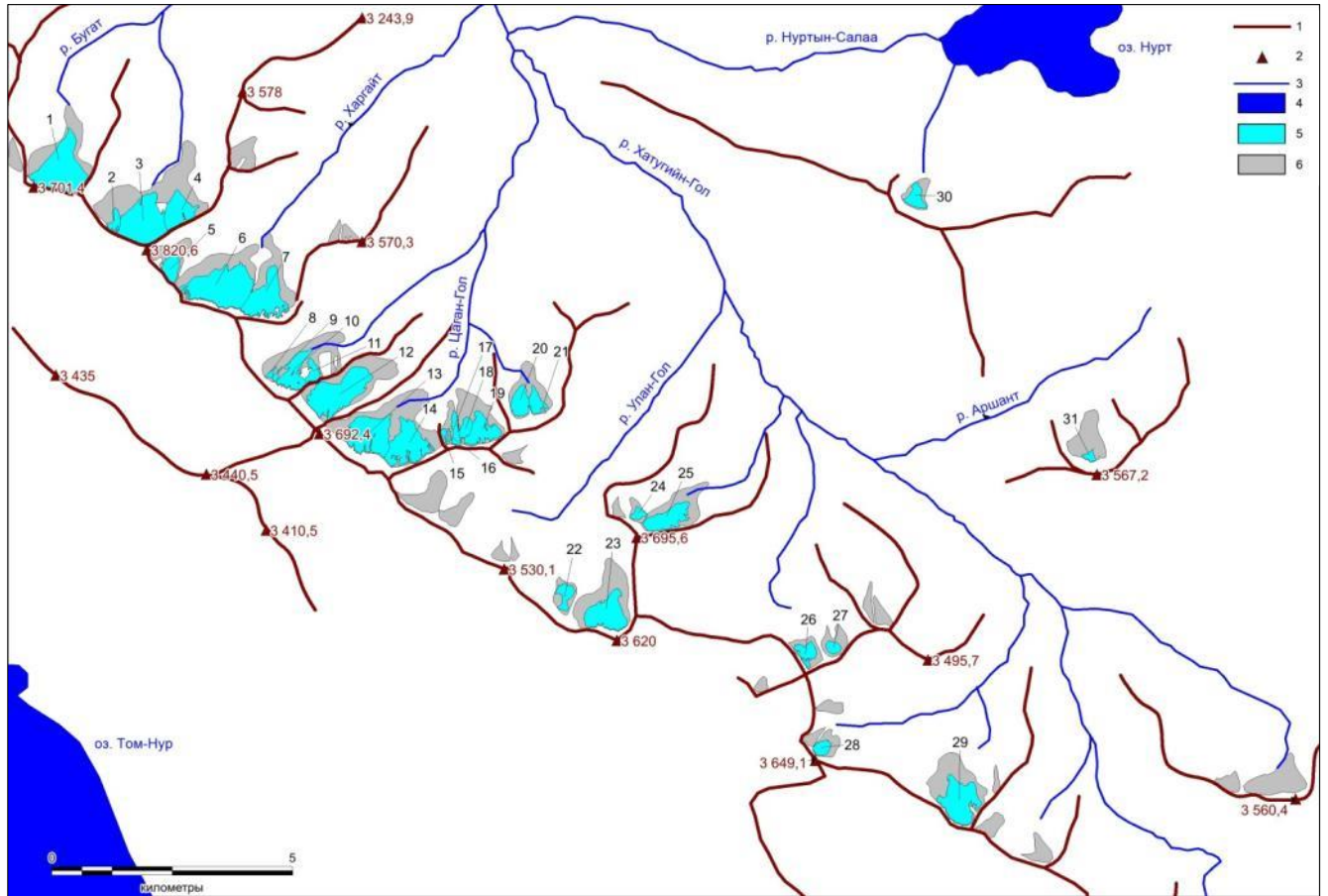


Рисунок 112. Ледники хр. Хунгуйн-Нуру в настоящее время и в максимум м.л.э. 1- водоразделы, 2- вершины, 3- реки, 4- озера, 5- современные ледники, 6- ледники в максимум м.л.э.

С морфологической точки зрения преобладают каровые, карово-долинные и карово-висячие ледники (более 75%, рис. 113). Это связано с развитостью альпийских форм рельефа, в то же время отсутствие существенных по площади участков поверхностей выравнивания является причиной отсутствия плосковершинных и склоновых ледников. Преобладание ледников карового типа является причиной относительно низкого для юго-восточной части исследуемого регион среднего положения фирновой границы (3390 м).

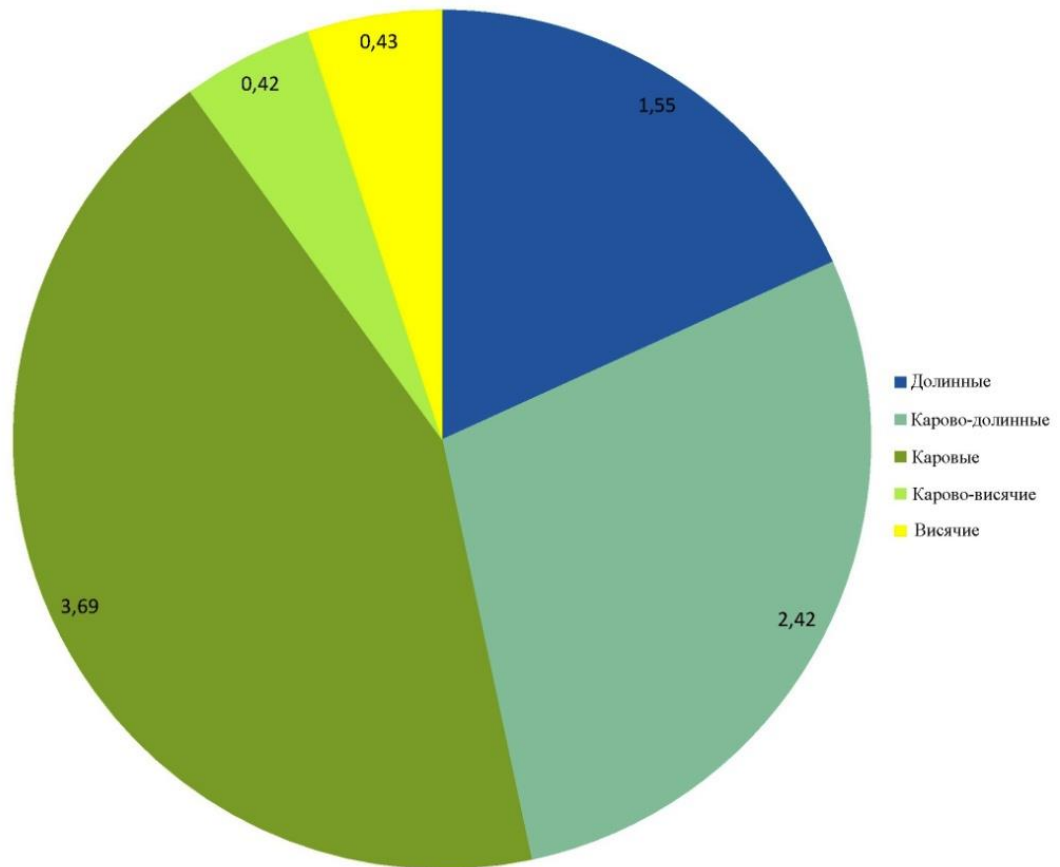


Рисунок 113. Распределение площади ледников хр. Хунгуйн-Нуру по морфологическим типам.

Все ледники хребта расположены на северо-восточном макросклоне хребта. При этом наибольшее число ледников и площадь оледенения находятся на склонах северной экспозиции (рис. 114), а не северо-восточной, как в большинстве центров оледенения резкоконтинентального района северо-запада Внутренней Азии. Отметим, что аналогичное распределение оледенения отмечено в хребте Чихачева и массиве Тургени-Нуру, все эти центры оледенения отличаются интенсивным развитием каров и одновременно малой площадью поверхностей выравнивания. Вероятно, в условиях развитого альпийского рельефа перераспределение снега метелевым переносом имеет меньшее влияние на развитие ледников, которое в большей степени определяется поступлением солнечной радиации на склоны разной экспозиции.

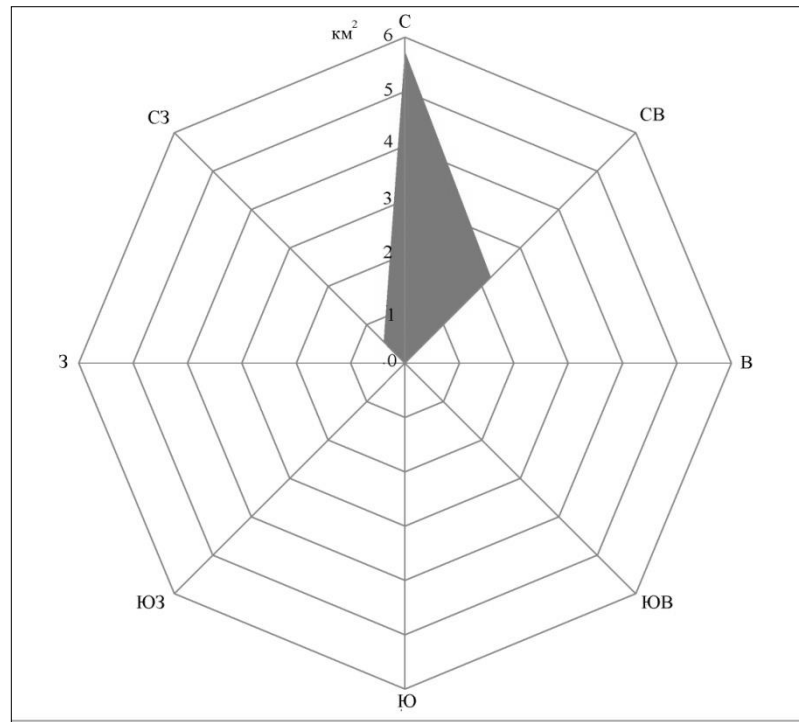


Рисунок 114. Экспозиционное распределение площади современных ледников хр. Хунгуйн-Нуру.

Согласно реконструкции в максимум м.л.э. оледенение хребта Хунгуйн-Нуру было представлено 41 ледником суммарной площадью  $20,51 \text{ км}^2$ , т.е. площадь оледенения с максимума м.л.э. по 2006 г. сократилась на 60%. Расчетное изменение высоты фирновой границы составило 76 м.

В м.л.э. в морфологической структуре оледенения хребта преобладали долинные ледники, ледники этого типа испытали наибольшее сокращение, преимущественно за счет распада на карово-долинные и каровые ледники (табл. 37). Рост количества и доли площади каровых ледников отражает общее сокращение ледников, происходившее в условиях развитого альпийского рельефа.

Таблица 37. Изменение морфологической структуры оледенения хр. Хунгуйн-Нуру в период с максимума м.л.э. по 2006.

Морфологический тип	Количество ледников (%) от		Площадь оледенения (%) от	
	Максимум м.л.э.	2006	Максимум м.л.э.	2006
Долинные	20	6	52,6	18,2
Карово-долинные	12	13	20,8	28,4
Каровые	34	39	19,4	43,4
Карово-висячие	12	23	2,3	4,9
Висячие	22	19	5,0	5,1

Распределение оледенения по экспозициям с максимума м.л.э. по 2006 г существенно не изменилось (табл. 38). С увеличением роли каровых ледников несколько возросла доля площади ледников склонов северных экспозиций.

Таблица 38. Изменение экспозиционного распределения ледников хр. Хунгуйн-Нуру с максимума м.л.э. по 2006 г.

Экспозиция	Количество ледников (%) от общего		Площадь оледенения (%) от	
	Максимум м.л.э.	2006	Максимум м.л.э.	2006
С	53,7	51,6	60,0	67,3
СВ	36,6	35,5	36,4	26,2
В	0,0	0,0	0,0	0,0
ЮВ	0,0	0,0	0,0	0,0
Ю	0,0	0,0	0,0	0,0
ЮЗ	0,0	0,0	0,0	0,0
З	0,0	0,0	0,0	0,0
СЗ	9,8	12,9	3,6	6,5

Скорости отступления ледниковых языков, рассчитанные по положению концов ледников и моренных комплексов м.л.э. основаны на допущении, что максимум м.л.э. имел место около 1815 г. Полученные значения относительно малы (табл. 39), что вероятно отражает выгодные для оледенения экспозиции языков ледников.

Таблица 39. Результаты расчетов скоростей отступления ледников хр. Хунгуйн-Нуру.

№ ледника	1	7	12	23	25
Отступление с максимума м.л.э. по 2006 г., м	485	730	570	652	571
Средняя расчетная скорость отступления, м/год	2,5	3,8	3,0	3,4	3,0

#### 4.4.11. Массив Сайрын-Ула

Горный массив Сайрын-Ула в орографическом отношении является продолжением находящегося северо-западнее хр. Хунгуйн-Нуру и отделяется от него пер Буратын-Даба (2649 м). В направлении хр. Цамбагарав от массива Сайрын-Ула протягивается безымянный горный хребет высотой до 2500-2700 м. Другой хребет, высотой около 3000 м простирается от массива почти строго на юг. Наконец, всего в 15 км к юго-востоку от массива располагаются горные сооружения массива Мара-Ула (3750 м).

На севере массив ограничивает котловина с оз. Олон-Нуру (урез 2374,7 м) и серей мелких озер, через Хонгор-Олонгийн-Гол они имеют сток в систему р. Кобдо. В юго-восточном

направлении от этой котловины протягивается понижение со средними высотами около 2500 м, служащее границей массива на востоке. С юго-юго-востока массив ограничен бессточным озером Дуро-Нур (урез воды 2394 м). Наконец к западу и юго-западу от массива протягивается обширное понижение р. Толбо-Гол, текущей на север в проточное озеро Том-Нур, относящееся к бассейну р. Кобдо.

Массив имеет округлую в плане форму, примерно 13 км в диаметре. В орографическом отношении массив представляет собой три параллельных друг другу субширотных хребта протяженностью около 10-13 км каждый, соединенных между собой субмеридиональным гребнем в наиболее высокой центральной части. Северный хребет имеет высоту 3300-3500 м (макс. 3558,6) лишен современного оледенения, хотя несет следы недавнего оледенения и многочисленные многолетние снежники. Центральный, наиболее высокий хребет в среднем на 400-500 м выше и достигает отметки 3981,3 м. Южный хребет в среднем на 100-200 м ниже, чем центральный.

Имеющиеся оценки количества и площади ледников массива разнятся в зависимости от использованных методик и материалов (табл. 40).

Таблица 40. Оценки современного оледенения массива Сайрын-Ула различными авторами.

Год, для которого приведены данные	Число ледников	Площадь оледенения, км <sup>2</sup>	Материалы	Авторы и ссылки
1947-1950, 1972?	-	11,0	Аэрофотоснимки и топокарты	Dashdeleg [217]
Середина 1960-х?	2	10	аэрофотоснимки	Бямба, Селиванов [21]
1940-е	17	11,8	Аэрофотоснимки 1:45000	Klinge [234]
1991	18	9,2	Landsat	Kamp [233]
1992	-	11,5	Landsat	Davaa, Basandorj [218]
1998	10	7,7	Landsat	Kamp [233]
2002	-	6,6	Landsat	Davaa, Basandorj [218]
2002	22	7,27	Landsat	Ганюшкин, Чистяков [34]
2011	12	5,8	Landsat	Kamp [233]

В своей оценке современного оледенения массива Сайрын-Ула я опирался на результаты дешифрирования снимка SPOT-4 (Съемка 22 августа 2006 года, время 05:14:12 UTC).

Современные ледники массива расположены на северных макросклонах центрального и южного хребтов. Исключением является лишь плосковершинный ледник №19 (рис. 115), занимающий поверхность выравнивания в осевой части южного хребта, имеющую пологий наклон в южном направлении. Всего в массиве находится 24 ледника суммарной площадью 6,72 км<sup>2</sup>, при этом 11 ледников суммарной площадью 3,8 км<sup>2</sup> приурочены к более высокому центральному хребту. Как количественно, так и по суммарной площади преобладают малые висячие ледники, Единственный относительно большой карово-долинный ледник №5 занимает обширный цирк в истоках р. Цаган-Гол. В наиболее высокой части южного хребта расположен небольшой полиморфный ГК, центром которого является плосковершинный ледник №19.

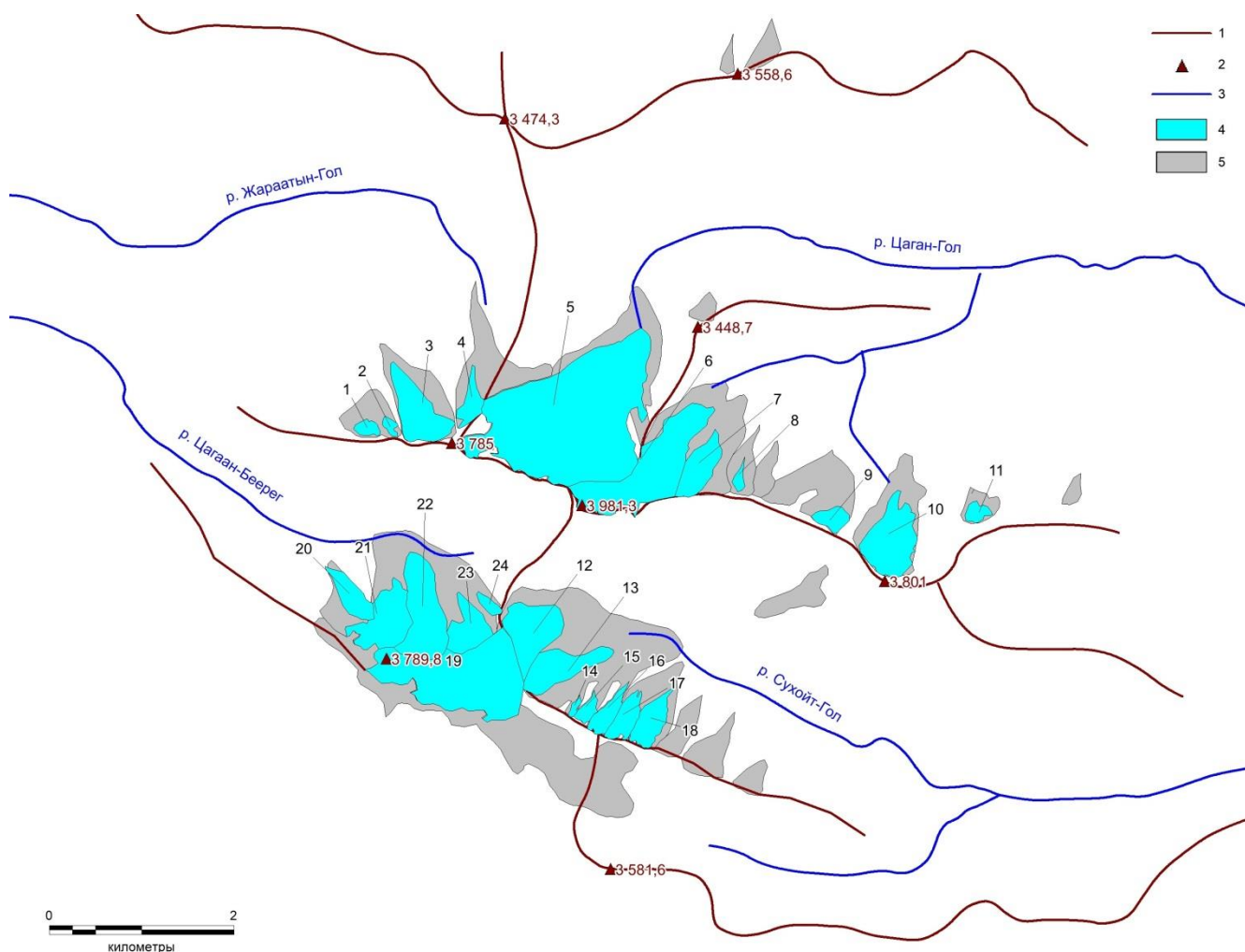


Рисунок 115. Ледники массива Сайрын-Ула в максимум м.л.э. и в настоящее время. 1- водоразделы, 2- вершины, 3- реки, 4- современные ледники, 5- ледники в максимум м.л.э.

Все ледники массива заканчиваются на высотах более 3000 м, при этом свыше 90% из них не опускается ниже уровня 3200 м (табл. 90, Приложение). Такое высокое положение ледников связано с большой высотой фирновой границы (средневзвешенное значение 3575 м), а также с невыгодной для оледенения экспозицией большинства долин, что не позволяет развиваться крупным долинным ледникам.

Согласно моей реконструкции, в максимум м.л.э. оледенение массива Сайрын-Ула было представлено 23 ледниками суммарной площадью 13,34 км<sup>2</sup>. Сокращение оледенения с максимума м.л.э. по 2006 г. составило 49,6%, подъем фирновой границы составил 65 м.

Основная тенденция изменения морфологической структуры оледенения – уменьшение доли карово-долинных и плосковершинных ледников (табл. 41).

Таблица 41. Изменение морфологической структуры оледенения массива Сайрын-Ула в период с максимума м.л.э. по 2006 г.

Морфологический тип	Количество ледников (%) от		Площадь оледенения (%) от	
	Максимум	2006	Максимум м.л.э.	2006
Карово-долинные	17	4	46,3	30,2
Каровые	17	8	6,1	9,8
Карово-висячие	9	4	10,3	6,1
Висячие	52	79	20,3	40,0
Плосковершинные	4	4	16,9	13,8

Одновременно увеличилось число и доля площади висячих ледников за счет их обособления при распаде более крупных ледников. Сокращение плосковершинного ледника №19 вдвое отразилось и на связанных с ним малых ледников других морфологических типов.. В м.л.э. его юго-восточный участок, позднее деградировавший, вероятно играл важную роль в питании висячих ледников №№13-18 и нескольких позднее исчезнувших висячих ледников снегом, сносившимся с него метелевым переносом. В данном случае можно говорить о полиморфном ГК, в котором сейчас идет распад связей между плосковершинным ледников и периферийными ледниками, которые за счет этого испытывают ускоренное сокращение.

Типичной для региона является тенденция роста доли ледников северо-восточной экспозиции и увеличение экспозиционной контрастности распределения оледенения (табл. 42). Рост доли ледников северо-западной и восточной экспозиции связано с отчленением от относительно крупных ледников ледниковых потоков соответствующей экспозиции, становившихся самостоятельными ледниками.



Таблица 42. Изменение экспозиционного распределения ледников массива Сайрын-Ула в период с максимума м.л.э. по 2006 г.

Экспозиция	Количество ледников (%) от общего		Площадь оледенения (%) от	
	Максимум м.л.э.	2008	Максимум м.л.э.	2008
С	43,5	20,8	20,8	12,4
СВ	39,1	45,8	55,2	59,1
В	0,0	4,2	0,0	4,6
ЮВ	0,0	0,0	0,0	0,0
Ю	4,3	4,2	16,9	13,8
ЮЗ	4,3	0,0	1,3	0,0
З	0,0	0,0	0,0	0,0
СЗ	8,7	25,0	5,7	10,1

О скоростях отступления ледников массива известно мало. По соотношению положения крупнейшего ледника массива (№5) в 2006 г. с границей его моренного комплекса отступление ледника за весь этот период можно оценить в 450 м. Допустив кульминацию ледника в м.л.э. около 1815 г., среднюю скорость отступления можно оценить величиной 2,4 м/год. Такая низкая скорость, вероятно, связана с эффектом подпруживания ледника скальным выступом в месте разворота долины, что создавало повышенную мощность ледникового языка. Быстрому сокращению ледника не способствовало положение его языка в затененном глубоком северной экспозиции. В перспективе, с исчезновением эффекта подпруживания, следует ожидать более быстрого сокращения ледника.

#### 4.4.12. Хребет Цамбагарав (Цаст-Ула)

Горный хребет Цамбагарав (Цаст-Ула) по абсолютной высоте (4208 м) и площади оледенения является вторым после Таван-Богдо-Ола среди рассматриваемых очагов оледенения.

Схемы оледенения и оценки площадей ледников до сих пор делались на основе дистанционных наблюдений (табл. 43), непосредственные наблюдения данного центра оледенения начаты сравнительно недавно [126]

Таблица 43. Оценки оледенения хр. Цамбагарав по данным разных авторов.

Год, для которого приведены данные	Количество ледников	Площадь оледенения, км <sup>2</sup>	Материалы	Авторы и ссылки
1940-е, 1985?	5	115,9	?	Baast [210]
1947-1950, 1972?	-	80,2	Аэрофотоснимки и топокарты	Dashdeleg [217]
1948	-	105,1	Топокарта 1:100000	Kadota, Davaa [231]
1963	-	≈74,8	Космоснимки Corona	Kadota, Davaa [231]
Середина 60-х?	18	25	аэрофотоснимки	Бямба, Селиванов [21]
1987	61	84,8	Аэрофотоснимки	Klinge [234]
1991	30	86,6	Landsat	Kamp [233]
1992	-	91,0	Landsat	Davaa, Basandorj [218]
1998	30	76,6	Landsat	Kamp [233]
2000	-	74,8	Landsat	Kadota, Davaa [231]
2002	-	71,5	Landsat	Davaa, Basandorj [218]
2002	51	72,51	Landsat	Ганюшкин, Чистяков [34]
2008	40	73,18	Landsat	Отгонбаяр, [126]
2011	27	69,3	Landsat	Kamp [233]

Хр. Цамбагарав вытянут с северо-запада на юго-восток приблизительно на 40 км. Хребет имеет в плане форму треугольника, обращенного широким основанием к северу. Границами гор Цамбагарав на севере и северо-востоке является впадина бессточного озера Баян-Нур (урез воды 1577 м), на северо-западе урочище Омно-Олон-Нур (1750-1850 м) с многочисленными озерами, вероятно на месте существовавшего здесь в прошлом более крупного озера. На западе границей массива является широкая долина р. Зуслан-Гол (2000-2200 м). Южная граница выражена нечетко- горы в этом направлении снижаются полого. Наиболее выраженным рубежом с этой стороны является долина р. Хонгор-Олонгийн-Гол (2350-2200 м), отделяющая хр. Цамбагарав от возвышений массива Сайрын-Ула. На востоке хребет постепенно снижается

в направлении понижения р. Кобдо, прорезающей его с севера на юг в интервале отметок уреза вод около 1300-1200 м.

В геоморфологическом отношении можно говорить о наличии двух параллельных друг другу ступеней или уступов. Нижний уступ ограничивает массив с севера. Здесь проявляется крутой склон, вероятно приуроченный к разлому, с высотой подножий около 2000 м и верхней части на уровне 3200-3600 м (верхняя точка 3657,6 м), представляющем собой поверхность выравнивания. Высота поверхности выравнивания постепенно снижается к югу, к подножью второй ступени до высот 2500-3000 м. Вторая ступень также приурочена к разлому восток-юго-восточного простирания с амплитудой высот более 1 км, этот разлом ограничивает с севера наиболее высокую часть хребта.

Гидрологически оледенение хребта целиком относится к бассейну р. Кобдо, за исключением двух малых ледников на северной периферии хребта, находящихся в бассейне бессточного озера Баян-Нур.

Самая высокая часть горных сооружений Цамбагарав образована субширотным хребтом дугообразной формы, обращенным выпуклостью к югу и пересекающим его в районе г. Хух-Нур субмеридиональным хребтом. Первый представляет собой полосу выровненной поверхности, протяженностью около 30 км и шириной от 2-3 км до 0,5 км, находящуюся в интервале высот 3600-4200 м. Эта полоса обрывается на север крутым уступом, подчеркнутым цирками и карами, до высоты около 3000 м, южный склон относительно пологий. Субмеридиональный хребет также выражен полосой выровненного рельефа, шириной на севере менее 500 м, к югу постепенно расширяющейся до 2,5-3,5 км. При этом высота осевой части с севера на юг постепенно снижается от 4100-4000 м до 3600-3700 м. С запада и востока этот хребет ограничен крутыми уступами с хорошо выраженными цирками и карами.

В данной работе используются результаты дешифрирования снимков SPOT-4 (Съемка 22 августа 2006 года, время 05:14:12 UTC). Кроме того, в качестве вспомогательного материала использовались имеющиеся в свободном доступе в интернете космические снимки территории с пространственным разрешением 2,5 м (программа SAS-планета).

По результатам дешифрирования были уточнены данные по площади оледенения хр. Цамбагарав, положению ледоразделов, высотам основных гляциологических уровней, а также проведена реконструкция оледенения на период максимума м.л.э.

Особенностями современного оледенения хр. Цамбагарав являются:

1. Наибольшее среди всех центров оледенения региона развитие плосковершинных ледников
2. Относительно крупные средние размеры ледников (более 1 км)

3. Наиболее высокое для резко континентального района северо-запада Внутренней Азии положение фирновой границы (3690 м)
4. Развитие ледниковых комплексов и полиморфных ГК

На сниженной периферии хр. Цамбагарав расположены 2 каровых ледника (№66,67), удаленных от основного массива ледников. При малой высоте горного обрамления (около 3600 м) ледники существуют за счет выгодной теневой и подветренной северо-восточной экспозиции и повышенной концентрации снега в карвах.

Основные ледники хр. Цамбагарав группируются в 7 ледниковых комплексов и соответствующих им полиморфных высокогорных ГК (рис. 116).

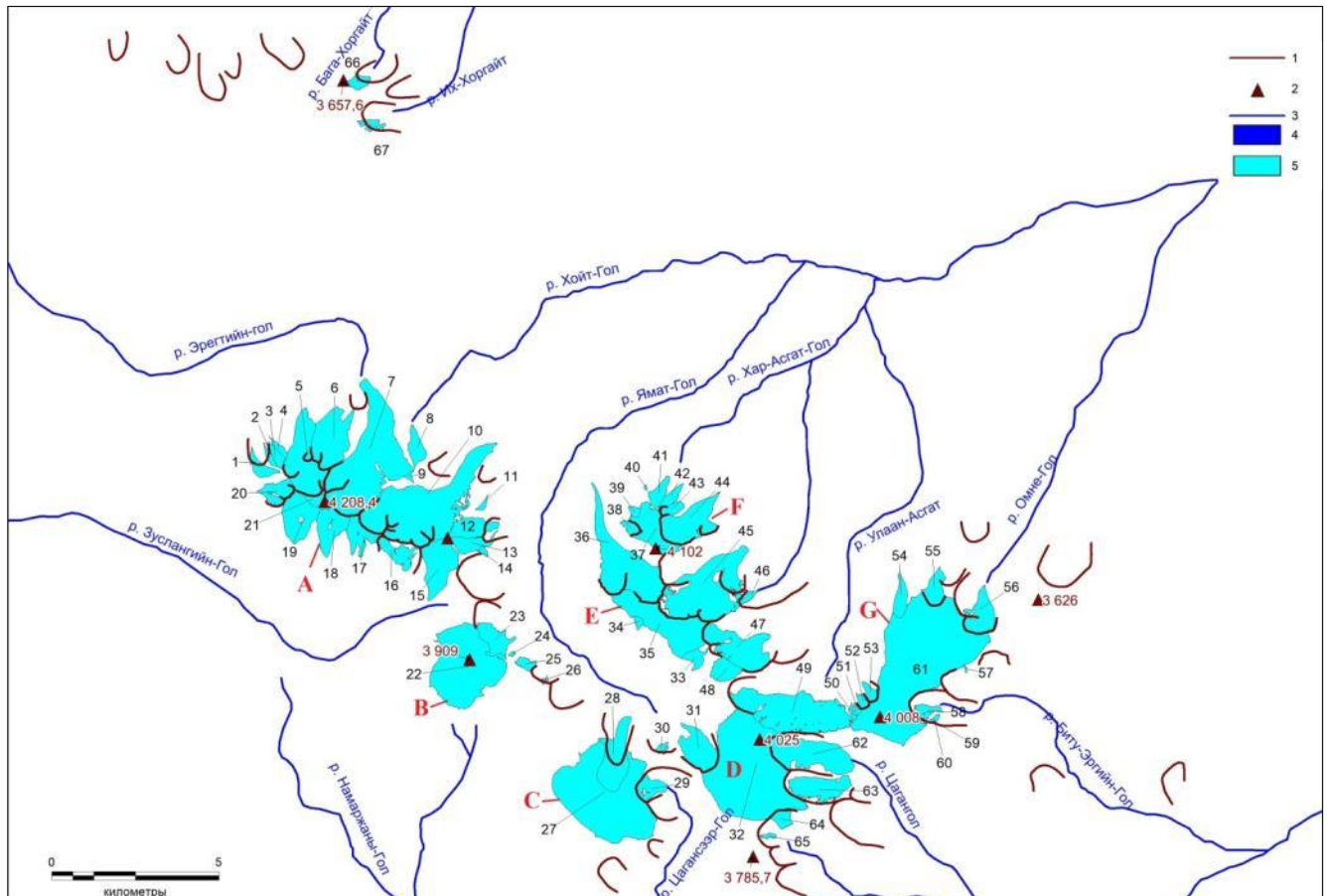


Рисунок 116. Современное оледенение хр. Цамбагарав. 1- водоразделы, 2- вершины, 3- реки, 4- озера, 5- ледники на 2006 г.

Комплекс ледников вершины Цаст-Ула (4208 м) (комплекс А) образован 21 ледниками суммарной площадью 20,72 км, это крупнейший ледниковый комплекс данного центра оледенения. Центром комплекса является небольшой плосковершинный ледник на высотах 4000-4200 м, полностью расположенный в фирновой зоне. На северо-восточном склоне комплекса развиты кары и цирки, причем с запада на восток глубина расчленения рельефа возрастает. Как результат, на северо-восточном склоне имеются крупные долинные и карово-

долинные ледники, языки наиболее крупных из них спускаются до высот около 3000 м. Фирновая граница на ледниках северо-восточного склона комплекса располагается в пределах интервала высот 3500-3750 м. Ледники юго-западного макросклона, преимущественно висячего типа, в 3-10 раз меньше и короче ледников северо-восточного склона. Языки ледников не опускаются здесь ниже 3400 м, фирновая граница находится на высотах 3760-3860 м.

Расположенные юго-западнее комплексы горы Ямат- (3909,0 м)(комплекс В, площадь 4,44 км<sup>2</sup>) и находящейся в 7 км от нее комплекс безымянной вершины высотой около 4000 м (комплекс С, площадь 7,02 км<sup>2</sup>), представляют собой плосковершинные ледники (№22, №27) куполообразной формы и округлых в плане очертаний. Лед растекается радиально и относительно симметрично из центральных, наиболее высоких участков. Участки поверхностей выравнивания, на которых находятся данные комплексы соединяются перемычкой, шириной 0,4-1,0 км. Судя по топографическим картам, еще в середине XX века она была покрыта снежно-фирновым панцирем. На северо-восток, в сторону трога р. Ямат-Гол поверхности выравнивания обрываются крутым уступом, в тех местах, где в склон врезаны кары расположены выводные каровые и карово-долинные ледники. Кроме того, комплекс С имеет выводной ледник на восток, в долину р. Цагансээр-Гол. Высота нижней границы плосковершинных ледников находится на уровне 3540-3560 м, высота фирновой границы 3725 м. Выводные ледники спускаются в долину р. Ямат-Гол до высот 3180-3200 м, в долину р. Цагансээр-Гол до высоты 3480 м. Благодаря повышенной концентрации снега на выводных ледниках, расположенных на подветренных склонах, фирновая граница на них расположена на 100-300 м ниже, чем на смежных плосковершинных ледниках.

Комплекс D (площадь 13,51 км<sup>2</sup>), расположенный на пересечении субширотного и субмеридионального хребтов, при близких к комплексу С размерам плосковершинного ледника (№32) отличается более высоким положением нижней границы (на 150 м) и фирновой границы (на 100 м). Это связано с большей максимальной (4025 м, г. Хух-Нур) и средней высотой участка поверхности выравнивания, к которой приурочен данный ледник, поскольку этот участок в интервале высот 3850-3750 м обрывается в сторону глубоко врезанных цирков к северо-западу (долина р. Ямат-Гол), юго-западу (дол. р. Цагансээр-Гол), востоку и юго-востоку (долины р. Цаган-Гол и ее притоков), северо-востоку (дол. р. Улан-Асгат). Таким, образом, данный сдвиг гляциологических уровней вверх имеет преимущественно геоморфологическую причину. Положение комплекса на стыке и в створе верховьев нескольких долин обуславливает большее расчленение рельефа, развитость цирков и каров, и как следствие большое количество выводных ледников (№31,49, 62, 63, 64), развивающихся не только на наветренных склонах. Одновременно высокое положение днищ цирков и каров обуславливает большую, относительно комплексов В и С, площадь выводных ледников, среди которых даже есть один

долинный ледник (№62). Высота фирновой границы на выводных ледниках находится в высотном интервале 3540-3660 м

Центром расположенного севернее комплекса Е является плосковершинный ледник №35, приуроченный к вершине 4148,8 м. Участок поверхности выравнивания, к которой приурочен ледник, расположен на высотах более 3850 м, соответственно высота нижней границы ледника лимитируется расположенными по периметру этого участка стенками цирков и обрывистыми склонами трогов. Связанные с ледником №35 выводные ледники благодаря высокому положению цирков и каров, в которых осуществляется их питание, имеют относительно крупные размеры, наибольший из них ледник № 36 имеет вертикальный диапазон более 1 км и язык его достигает высоты 3010 м. Фирновая граница на выводных ледниках комплекса находится в диапазоне высот 3580-3910 м

Еще дальше к северу находится комплекс F. Несмотря на то, что его максимальная абсолютная высота (4102 м) лишь немного уступает высшей точке комплекса Е, он имеет сравнительно малые размеры (суммарная площадь ледников около 3,5 км<sup>2</sup>). Это связано как с небольшой площадью участка поверхности выравнивания, к которому приурочен центральный плосковершинный ледник №37, так и со слабым развитием каров и цирков на его периферии, вероятно, за счет ее удаленности от верховьев речных долин. Фирновая граница на ледниках периферии комплекса находится на высотах 3635-3800 м

Расположенных восточнее всех прочих комплексов комплекс G, несмотря на значительную площадь центрального плосковершинного ледника №61 (8,5 км<sup>2</sup>) имеет сравнительно небольшие выводные ледники, не опускающиеся ниже уровня 3400 м, что связано как с меньшей абсолютной высотой комплекса (до 4008 м), так и невыгодным с точки зрения питания положением ледников комплекса в орографической (ветровой) тени расположенных западнее более высоких участков хребта. Фирновая граница на выводных ледниках находится в диапазоне 3550-3850 м, в зависимости от экспозиции. Суммарная площадь ледников этого комплекса около 10,5 км<sup>2</sup>.

Помимо относящихся к указанным комплексам ледников имеются еще 4 малых ледника, расположенных в непосредственной близости от них и входивших в эти комплексы в недавнем прошлом.

Всего на территории хр. Цамбагарав насчитывается 67 ледников суммарной площадью 71,3 км<sup>2</sup> (табл. 91, Приложение).

Согласно реконструкции автора в максимум м.л.э. оледенение хр. Цамбагарав было представлено 73 ледниками суммарной площадью 128,4 км<sup>2</sup>. Таким образом, за период с максимума м.л.э. площадь оледенения сократилась на 44,5% (Рисунок 117). Среднее взвешенное положение фирновой границы составляло 3610 м, что на 90 м ниже, чем в

настоящее время. Ниже всего (до высоты 2670 м) спускались ледники в долине р. Ямат-Гол, это примерно на 300 м ниже, чем в настоящее время.

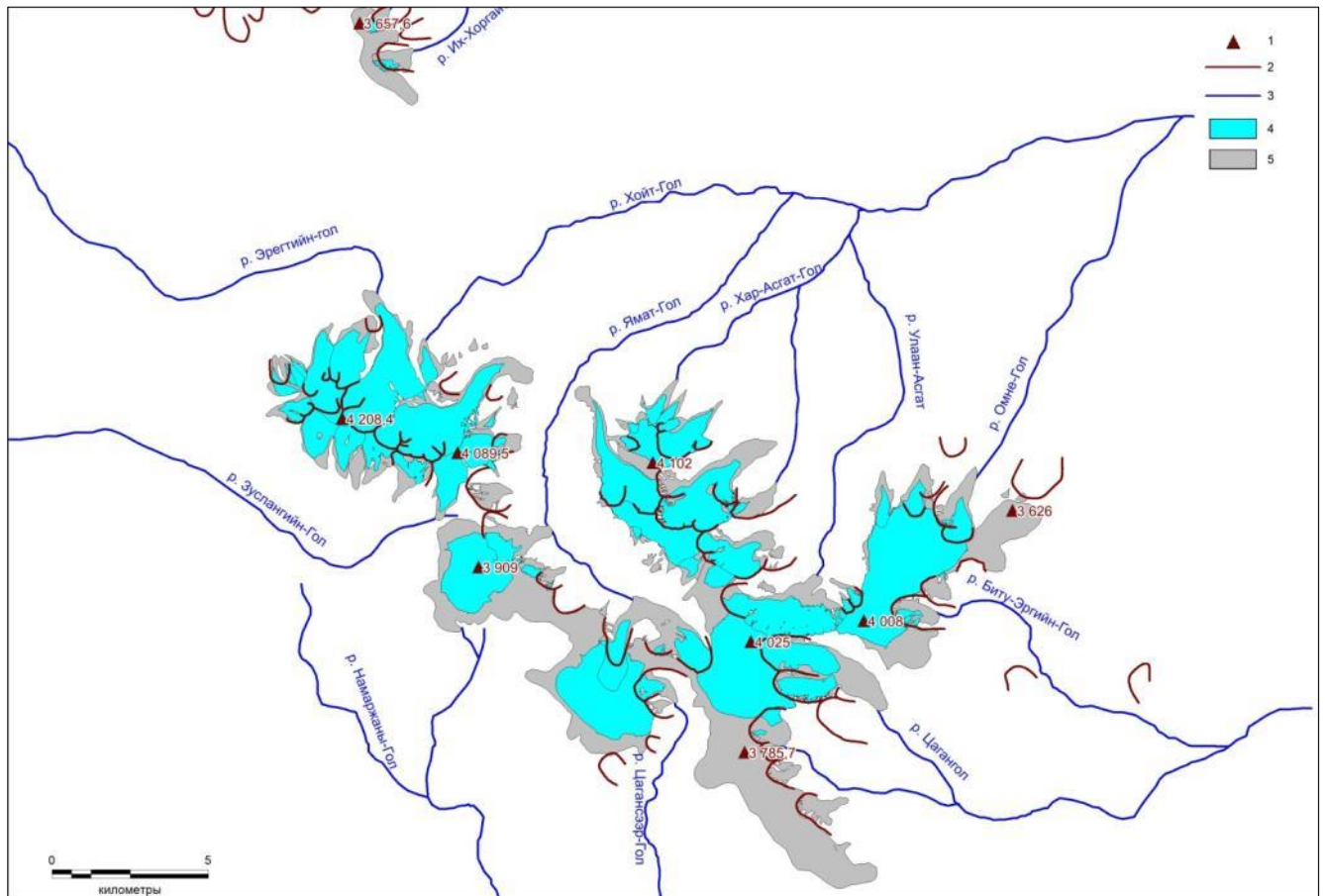


Рисунок 117. Изменение оледенения хр. Цамбагарав в период с максимума м.л.э. по 2006. 1- вершины, 2- водоразделы, 3- реки, 4- современные ледники, 5- ледники в максимум м.л.э.

В м.л.э. плосковершинные ледники массива сливались, образуя единый ледник сложной конфигурации в плане, объединявший все ледниковые комплексы за исключением комплекса А. Таким образом, оледенение высокогорной части хребта имело сплошной характер, а средняя интенсивность оледенения составляла  $1,3 \text{ км}^2/\text{км}$

В период с максимума м.л.э. по 2006 г. наибольшее сокращение коснулось плосковершинных ледников на сниженных участках водораздела, а также сопряженных с ними в единых комплексах каровых и висячих ледников. Долинные ледники проявили наибольшую устойчивость к сокращению (табл. 44). Вероятно, такой характер сокращения связан с достижением фирновой границы на уплощенных участках с малой концентрацией снега высот около 3700 м, а на западных и южных склонах и до 3800 м и более, что привело к скачкообразному выпадению из области питания больших площадей водораздельной поверхности выравнивания в высотном диапазоне 3600-3800 м. Соответственно, за счет малой мощности плосковершинных ледников их деградация на этих высотах происходила быстро и инерционность практически не проявлялась. В то же время для имеющих большой высотный



диапазон (как правило, более 1 км) и сниженное положение фирновой границы долинных ледников (3400-3550 м в м.л.э.) ее подъем на величину около 100 м не был критическим.

Таблица 44. Изменение морфологической структуры оледенения в период с максимума м.л.э. по 2006 г.

Морфологический тип	Количество ледников (%) от общего		Площадь оледенения (%) от суммарной	
	Максимум м.л.э.	2006	Максимум м.л.э.	2006
Долинные	8	9	24,0	27,5
Карово-долинные	16	15	16,7	15,5
Каровые	23	16	6,0	4,7
Карово-висячие	4	15	0,5	6,2
Висячие	37	30	8,1	7,2
Склоновые	1	3	0,3	0,5
Плосковершинные	8	12	44,4	38,5
Присклоновые	1	0	0,1	0

Изменения, произошедшие в экспозиционном распределении ледников хр. Цамбагарав в период с максимума м.л.э. являются характерными для всего региона- увеличилась доля ледников северо-восточных склонов и одновременно возросли экспозиционные контрасты за счет более быстрой деградации ледников прочих склонов (табл. 45).

Таблица 45. Изменение экспозиционного распределения ледников хр. Цамбагарав

Экспозиция	Количество ледников (%) от общего		Площадь оледенения (%) от суммарной	
	Максимум м.л.э.	2006	Максимум м.л.э.	2006
С	23,2	13,6	31,6	25,2
СВ	31,9	33,9	28,9	37,5
В	13,0	11,9	16,6	10,2
ЮВ	5,8	8,5	2,4	1,3
Ю	4,3	6,8	3,9	7,2
ЮЗ	11,6	5,1	8,8	7,4
З	1,4	0,0	1,1	0,0
СЗ	8,7	20,3	6,7	11,2

Механизмы деградации ледников горного узла Цамбагарав преимущественно сводятся к линейному отступанию ледников, процессы бронирования выражены слабо и отмечаются

только в карах на некоторых периферийных участках района оледенения. Причина- малая степень загрязненности ледниковых поверхностей за счет малых площадей скальных выходов.

При рассмотрении средних расчетных скоростей отступления долинных ледников обращает на себя внимание тенденция к увеличению скоростей отступления с запада на восток (табл. 46). Вероятно, в рассматриваемый период ухудшение условий питания ледников в большей степени проявлялось в районах, расположенных в ветровой тени наиболее высоких участков данного горного хребта, т.е. возросла контрастность в увлажненности разных частей ледникового узла.

Таблица 46. Расчет отступления ледников хр. Цамбагарав с максимума м.л.э. по 2006 г.

№ ледника	5	7	10	36	45	62
Отступление с максимума м.л.э. по 2006 г., м	342	630	1053	640	1318	1990
Средняя расчетная скорость отступления, м/год	1,8	3,3	5,5	3,4	6,9	10,4

К сожалению, пока сложно судить о степени неравномерности отступления ледников данного центра оледенения в связи с малой продолжительностью рядов наблюдений.

В перспективе, при сохранении нынешней тенденции к освобождению скальных выходов на стыке плосковершинных и выводных ледников следует ожидать увеличения степени забронированности последних. Однако серьезное влияние на механизмы сокращения ледников этот процесс будет оказывать не ранее, чем через несколько десятилетий.

#### **4.5. Основные ороклиматические закономерности существования и функционирования высокогорных ГК**

Современное оледенение, являющееся основой высокогорных ГК, существует в неблагоприятных аридных условиях резкоконтинентального района северо-запада Внутренней Азии за счет сочетания нескольких факторов, а именно:

1. Значительной высоты горных сооружений. Этот фактор особенно справедлив для малоактивных ледников за счет наличия поверхностей выравнивания на больших высотах.
2. Повышенной концентрации твердых осадков
3. Интенсивного бронирования ледников, снижающего абляцию

Высота гор является одним из факторов, определяющих масштабы оледенения и саму возможность его существования. Для резко континентального района северо-запада Внутренней Азии это наглядно при сопоставлении максимальной высоты горного обрамления

ледниковых центров и средних значений интенсивности оледенения  $I$  (площадь оледенения на 1 км несущего гребня) (рис. 118).

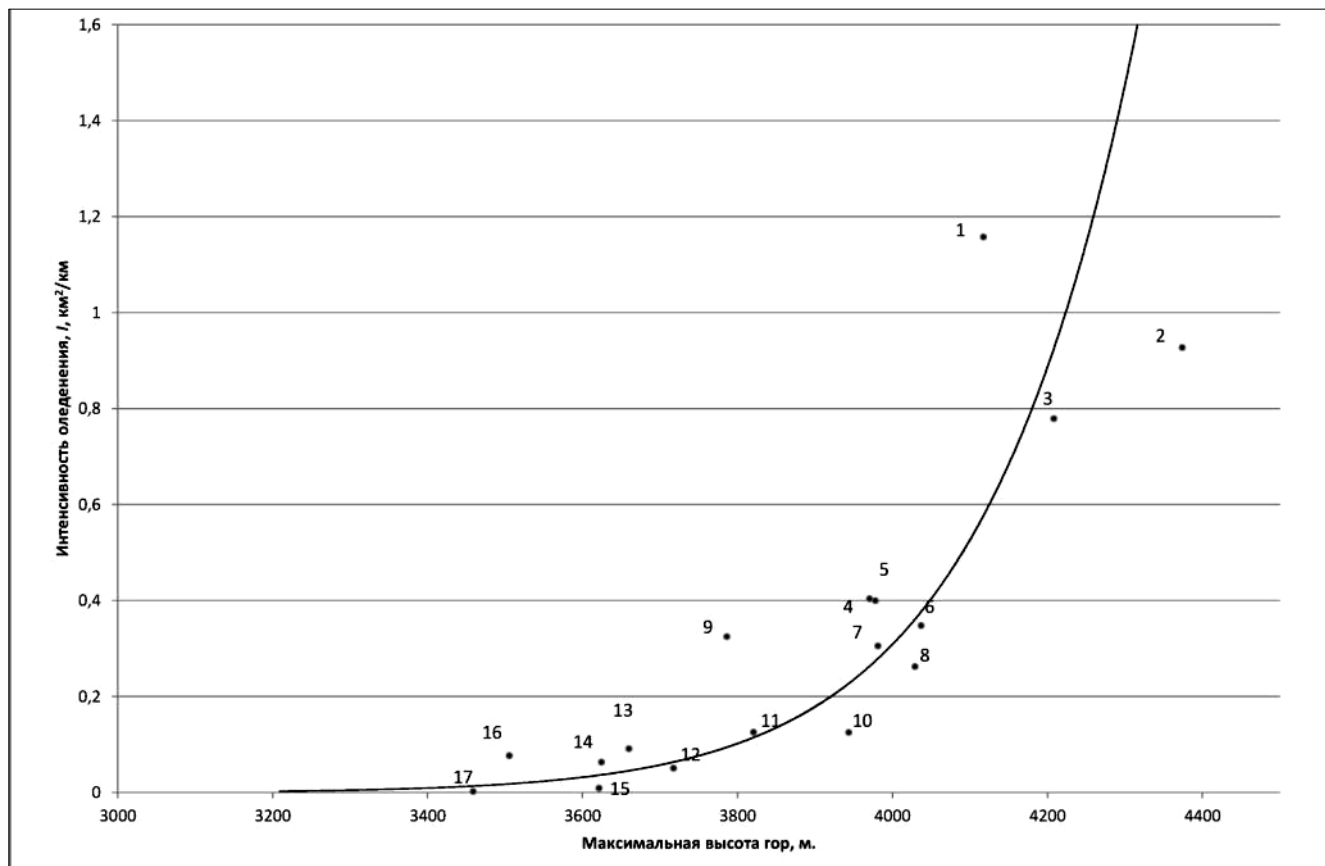


Рисунок 118. Зависимость интенсивности оледенения,  $\text{км}^2/\text{км}$  от максимальной высоты гор, м.

Цифрами указаны центры оледенения: 1- северный склон Таван-Богдо-Ола, 2- Найрамдал (запад), 3- Цамбагарав, 4- Монгун-Тайга, 5- Тургени-Нуру, 6- Хархира, 7- Сайрын-Ула, 8- Чихачева (юг), 9- Найрамдал (центр), 10- Ценгел-Хайрхан, 11- Хунгуйн-Нуру, 12- Монгун-Тайга малая, 13- Найрамдал (восток), 14- Сайлюгем, 15- Согостын-Нуру, 16- Талдуайр, 17- Цаган-Шибэту

Значение коэффициента корреляции между высотой горного обрамления и интенсивностью оледенения составило 0,82. При высотах более 3900 м масштабы оледенения различных центров достаточно сильно различаются, в зависимости от положения этого центра оледенения относительно влагонесущих потоков, его геоморфологических особенностей. С уменьшением высоты гор до 3800 м и менее вариативность масштабов оледенения сильно уменьшается, а его интенсивность не превышает  $0,1 \text{ км}^2/\text{км}$ . На высоте 3400 м значения интенсивности оледенения достигают значения 0,01, что означает, что размер ледника уже не позволяет ему быть учтенным при каталогизации ледников. Примем эту высоту как предельно возможную (при самых благоприятных условиях) высоту горных сооружений, при которых в регионе могут существовать современные ледники.

Существенное влияние на соотношение размеров оледенения и высоты гор оказывают разные условия питания ледников в разных частях исследуемого региона, так высотное положение фирновой границы в нем возрастает с северо-запада на юго-восток от 3250 до 3700 м, такой сдвиг лишь отчасти компенсируется общим увеличением высоты гор в этом же направлении. Поэтому более показательной является связь между положительной разностью оледенения центров оледенения (разность между максимальной высотой гор и высотой фирновой границы) и интенсивностью оледенения (рис. 119).

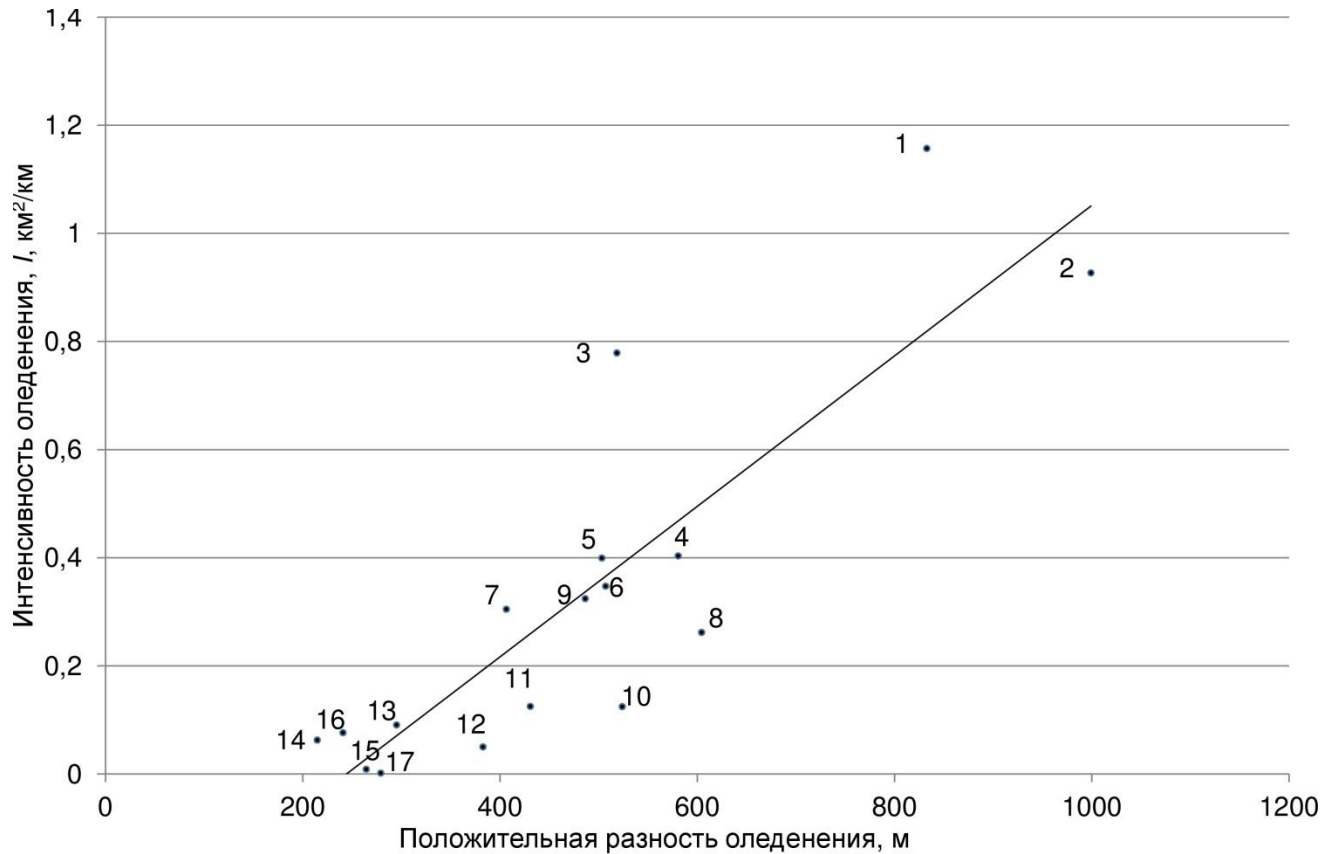


Рисунок 119. Зависимость интенсивности оледенения,  $\text{км}^2/\text{км}$  от положительной разности оледенения, м.

Значение коэффициента корреляции между положительной разностью оледенения и интенсивностью оледенения составило 0,86. Значение положительной разности оледенения около 200 м является критической величиной для существования ледников в пределах региона. Таким образом, определить необходимую для существования современных ледников максимальную высоту гор для разных районов исследуемого региона можно используя карту поля высоты фирновой границы. Для палеореконструкций аналогичные расчеты возможны при внесении величины депрессии фирновой границы в качестве поправки в поле высоты фирновой границы.

Фактор высоты гор имеет наибольшее значение для существования малоактивных ГК и связанных с ними малоактивных ледников плосковершинного и склонового типа. При условии

малых уклонов (2-5°) высота нижней границы плосковершинных ледников приближается к уровню - климатической снеговой границы. С другой стороны высотное положение ледников активного типа определяется не только высотой гор, но и возможностью повышенной концентрации снега, за счет чего, например, каровые ледники могут существовать намного ниже климатической снеговой границы и при относительно небольшой высоте гор. Поэтому рассмотрим подробно проявление **фактора концентрации** снега на ледниках высокогорных ГК исследуемого региона.

Повышенная, по сравнению с более западными районами Алтая, концентрация снега возможна за счет наличия в пределах района исследования высоко расположенных поверхностей выравнивания, служащих «приемником-распределителем» снега, переметающегося с них в кары, врезаемые с их подветренной стороны. Для доказательства данного тезиса необходимы расчеты. Один из возможных путей – сопоставление значений коэффициента концентрации для фирновой границы различных ледников с характеристиками их орографической базы.

Соответственно, первой задачей является определение величин коэффициента концентрации. Даже для наиболее изученного нами оледенения массива Монгун-Тайга пока недостаточно наблюдений, чтобы получить ряд данных по достаточному количеству ледников. В то же время на основе натурных наблюдений нами установлена для этого массива зависимость количества осадков от высоты. Поэтому возможное решение:

1. расчет показателей абляции для фирновой границы по средним месячным температурам,
2. принятие допущения, что средняя многолетняя абляция на уровне фирновой границы равна средней многолетней аккумуляции,
3. определение коэффициента концентрации путем деления значений аккумуляции на рассчитанное для данной высоты количество осадков.

Для решения этих задач мы воспользовались описанной в главе 3 моделью на основе подхода Г.Е. Глазырина, построенной с учетом некоторых региональных зависимостей, полученных нами по данным многолетних наблюдений на территории массива.

Были рассчитаны значения количества осадков на уровнях фирновых границ на ледниках. Соответственно, после деления значений аккумуляции на количество осадков на уровнях фирновой границы ледников были получены коэффициенты концентрации для каждого ледника (табл. 47).

Таблица 47. Климатические и балансовые характеристики современных ледников массива Монгун-Тайга (номера ледников даны по состоянию на середину 1990-х, когда положение фирновой границы на ледниках было наиболее стабильно).

№	T	A, мм	Z ф, м	P	K	E, мм/м
1	0,64	719	3250	268	2,68	2,53
2	1,33	968	3150	261	3,70	2,95
3	0,98	840	3200	265	3,17	2,74
4	0,98	840	3200	265	3,17	2,74
5	0,98	840	3200	265	3,17	2,74
6	2,17	1307	3130	260	5,03	3,46
7	1,53	1049	3120	259	4,05	3,07
8	1,67	1105	3100	258	4,28	3,16
9	1,76	1140	3175	263	4,33	3,21
10	0,84	785	3250	268	2,93	2,65
11	-1,43	157	3550	288	0,54	1,36
12	-1,78	104	3600	292	0,36	1,17
13	0,64	719	3250	268	2,68	2,53
14	0,55	689	3350	275	2,51	2,48
15	1,24	934	3250	268	3,48	2,89
16	0,89	808	3300	272	2,97	2,68
17	0,49	670	3300	272	2,47	2,44
18	1,15	767	3350	275	2,79	2,80
19	0,06	546	3450	282	1,94	2,19
20	-0,14	437	3450	282	1,55	2,08
21	-0,23	447	3550	288	1,55	2,02
22	-0,07	493	3440	281	1,75	2,16
23	0,41	643	3370	276	2,33	2,39
24	-0,46	393	3662	296	1,33	1,89
25	-0,91	266	3750	302	0,88	1,64
26	-1,31	176	3750	302	0,59	1,42
27	-2,12	71	3925	313	0,23	0,99
28	-1,41	160	3750	302	0,53	1,36
29	-0,72	313	3650	295	1,06	1,74
30	2,64	1538	3250	268	<b>5,74</b>	3,74
31	2,38	1371	3200	265	5,18	3,57
32	3,75	2132	3060	255	8,36	4,48
33	1,48	1027	3215	266	3,86	3,03
34	2,41	1430	3080	257	5,58	3,62
35	1,1	883	3270	269	3,28	2,80
36	3,68	2091	3070	256	8,17	4,43
37	3,47	1975	3100	258	7,66	4,29

№	T	A, мм	Z ф, м	P	K	E, мм/м
38	1,81	1162	3080	257	4,53	3,25
39	0,5	574	3270	269	2,13	2,43
40	-1,09	223	3500	285	0,78	1,54
41	-0,74	309	3450	282	1,10	1,74
42	-0,67	326	3440	281	1,16	1,78
43	-1,62	128	3480	284	0,45	1,25
44	-0,69	320	3530	287	1,12	1,76
45	-0,69	320	3530	287	1,12	1,76
46	0,28	601	3650	295	2,04	2,31
47	2,04	1263	3220	266	4,75	3,37
48	1,67	1105	3100	258	4,28	3,16
49	1,67	1105	3100	258	4,28	3,16
50	0,98	840	3200	265	3,17	2,74
51	0,98	840	3200	265	3,17	2,74
52	0,98	840	3200	265	3,17	2,74
среднее		874			2,8	

В результате проведенных расчетов мы можем судить о величине энергии оледенения ледников массива, которая, в среднем, составляет на ледниках массива 2,6 мм/м. Для сопоставления ниже приведены средние значения энергии оледенения по другим горным районам мира: Северная Земля, Тибетское нагорье - 2-4 мм/м; Исландия - 9-11 мм/м; внешние хребты Аляски - 20-22 мм/м [82]. Сравнение показывает наибольшее сходство ледников массива Монгун-Тайга по величине энергии оледенения с ледниками Северной Земли и Тибетского нагорья, что объясняется резко континентальным климатом изучаемого региона. При этом значения энергии оледенения ледников массива Монгун-Тайга в 4-9 раз меньше, чем у районов с морским климатом.

Полученные результаты расчетов абляции/аккумуляции вполне согласуются с данными по другим районам Алтая. Так согласно В.П. Галахову [29], в районах крупных узлов оледенения Алтая (Белуха, Биш-Иирду, Талдурино-Аскольский, Табын-Богдо-Ола) значения этого параметра составляет около 100 г/см<sup>2</sup>, т.е. 1000 мм. Для близких массиву Монгун-Тайга западных склонов хребта Чихачева расчеты В.П. Галахова [27] дают величину 69 г/см<sup>2</sup>, т.е. даже меньше, чем по нашим расчетам для массива Монгун-Тайга. В то же время В.П. Галаховым получены на основе наблюдений существенно меньшие величины коэффициента концентрации для ледников Алтая от 1,0-1,2 (для крупных долинных) до 2-3 (для малых каровых). По нашим данным для долинных ледников массива Монгун-Тайга эта величина составила в пределах 1,9-5,7, а для каровых ледников от 3,9 до 8,4. И только для склоновых и



плосковершинных ледников малоактивного типа эти величины составили 0,2-1,3. Величина энергии оледенения ледников массива в среднем составляет 2.6 мм/м.

Попытаемся сопоставить полученные нами значения коэффициента концентрации с морфометрическими характеристиками ледниковых бассейнов. Сперва рассмотрим применимость различных подходов авторов, разрабатывавших методы расчета концентрации снега на леднике по его морфометрии. Расчеты концентрации снега, определяемые по морфометрическим характеристикам ледников и их бассейнов, основаны на предположении, что весь или почти весь снег со склонов, окружающих ледник переносится на него. Способ, позволяющий упростить картометрические расчеты, был предложен В.Г. Ходаковым и Г.П. Моисеевой [187]: коэффициент концентрации  $k=b_{\phi}/b_{\phi}$ , где  $b_{\phi}$ - ширина бассейна в районе фирновой линии,  $b_{\phi}$ - ширина ледника в этом же районе. Применение данного подхода в нашем случае дает существенное занижение значений коэффициента концентрации, поскольку перенос снега на уровень фирновой линии происходит не только сбоку, но и сверху. Кроме того, при таких расчетах не удастся учесть перенос снега с наветренного склона на подветренный, равно как и снос снега на ледник с поверхностей выравнивания.

В.Ш. Цомая [190] была предложен показатель, названный им коэффициентом неравномерности  $k_{\text{нер}}=f_{\text{л}}/(f_{\text{л}}+f_{\text{ск}})$ , где  $f_{\text{л}}$  –площадь ледника,  $f_{\text{ск}}$  – площадь скального обрамления ледника. Коэффициент неравномерности представляет собой величину, обратную коэффициенту концентрации, соответственно коэффициент концентрации  $k=1/k_{\text{нер}}=(f_{\text{л}}+f_{\text{ск}})/f_{\text{л}}$ . Автору данный подход представляется более обоснованным для применения в регионе исследования. Однако, как справедливо отмечено А.С. Щетинниковым [205] для ледников Средней Азии, вдоль языков многих ледников расположены мощные моренные валы, задерживающие на своей внешней стороне снег, поступающий со склонов долины и препятствующие его поступлению на ледники. Это верно и для региона наших исследований. Поэтому более целесообразно осуществлять расчеты только для зоны питания ледника  $f_{\phi}$  и, соответственно, площади скального обрамления зоны питания  $f_{\text{ск}\phi}$ :  $\lambda=f_{\text{ск}\phi}/f_{\phi}$  [205].

Использование данного подхода в условиях резкоконтинентального района северо-запада Внутренней Азии требует некоторых поправок.

Во-первых, нужно учитывать площадь поверхностей выравнивания, с которых сдувается снег. С одной стороны, отсутствие существенных препятствий на пути метелевого переноса обеспечивает достаточный ветровой разгон для эффективного перемещения снега с этих поверхностей на крутые стенки каров с их подветренной стороны. С другой стороны, с этих поверхностей сдувается далеко не весь снег, особенно если они имеют уклон, обратный по отношению к леднику. Количество снега, сдуваемого с ледниковых поверхностей малоактивных ледников можно оценить, как показывают расчеты автора по методу Глазырина

(табл. 47) величиной около 50%. Схожие оценки даны В.М. Котляковым, отмечавшим, что на ледниках плоских вершин Алтая и Тянь-Шаня ветер сносит до 50% снега [80] (с. 151). Сложнее оценить количество снега, сдуваемого с неледниковых выровненных поверхностей. Вероятность того, что снег, выпадающий на неледниковую поверхность не тает, ниже, как и возможность его переметания снижается из-за большей шероховатости поверхности. Для подобных поверхностей я принимаю в качестве допущения величину 25% от выпадающего снега.

Во-вторых, нужно оценить перенос снега через горные гребни с наветренных на подветренные склоны. Здесь также не обойтись без допущений. Согласно В.М. Котлякову, перенос снега в условиях расчлененного рельефа в горах не превышает 0,5 км, а в большинстве случаев – не более чем на 100 м [80] (с. 149). Соответственно, включим в расчеты снег, переносимый из 100-метровой полосы в пригребневой зоне наветренного склона, также приняв допущение 50% сдувания снега для ледниковой поверхности ( $f_{\text{плл}}$ ) и 25% для внеледниковой ( $f_{\text{пгн}}$ ).

Полученная формула для вычисления коэффициента концентрации выглядит следующим образом:

$$K = (f_{\text{скф}} + \frac{f_{\text{пвл}}}{2} + \frac{f_{\text{пвн}}}{4} + \frac{f_{\text{плл}}}{2} + \frac{f_{\text{пгн}}}{4} + f_{\text{ф}}) / f_{\text{ф}} \quad (14), \text{ где:}$$

$f_{\text{скф}}$ - площадь скального обрамления фирновой зоны ледника,

$f_{\text{пвл}}$ - площадь ледниковой поверхности в пределах смежной поверхности выравнивания,

$f_{\text{пвн}}$ - площадь внеледниковой поверхности в пределах смежной поверхности выравнивания,

$f_{\text{плл}}$ - площадь ледниковой поверхности с наветренной стороны пригребневой зоны,

$f_{\text{пгн}}$ - площадь внеледниковой поверхности с наветренной стороны пригребневой зоны,

$f_{\text{ф}}$ - площадь фирновой зоны ледника.

Сравнение результатов расчетов дано в табл. 48.

Таблица 48. Средние для разных морфологических типов ледников значения коэффициентов концентрации, рассчитанных для массива Монгун-Тайга.

Морфологический тип ледника	Результаты расчетов по морфометрии ледников	Результаты расчетов по методике Г.Е. Глазырина
Долинные	1,6	3,2
Карово-долинные	2,1	5,4
Каровые	4,5	5,6
Карово-висячие	4,0	2,9
Висячие	2,3	3,0
Склоновые	1,4	1,0

Расхождения между значениями, полученными разными методами достаточно велики для относительно крупных долинных и карово-долинных ледников и в целом уменьшаются с уменьшением площади ледников. Расхождение объясняется систематическим занижением значений коэффициента концентрации для крупных ледников при расчетах по морфометрическим показателям по целому ряду причин. Во-первых, поверхности, с которых снег переносится на ледник, могут иметь существенно большую площадь, чем площадь, полученная по карте, представляющая собой проекцию этих поверхностей на плоскость. Чем крупнее ледник тем, как правило, больше его бассейн и, соответственно, увеличивается и отличие реальной площади окружающих его склонов. Во-вторых, при расчетах не учитывается различие в количестве осадков на разной высоте. У малых ледников разность высот ледника и его горного обрамления, как правило, не столь велика, соответственно, мала разность в количестве выпадающих осадков на склонах, с которых сносится снег и на поверхности ледника. У крупных ледников высота склонов, окружающих ледник может значительно превышать поверхность ледника, а количество осадков при относительной высоте горного обрамления около 500 м на гребне может быть на 20% выше, чем на леднике. Наконец, надо учесть, что рассчитанные по морфометрическим характеристикам величины характеризуют всю зону питания в целом, тогда как расчеты по методике Г.Е. Глазырина относятся к фирновой границе, концентрация снега на этом уровне часто выше, чем в среднем в пределах фирновой зоны. Как правило, фирновая граница как раз приурочена к участкам повышенной концентрации снега, чем и объясняется ее устойчивость как среднего многолетнего показателя. Отметим, что даже при занижении реальных значений концентрации снега, рассчитанные нами значения коэффициента концентрации фирновых бассейнов все равно остаются большими, чем те, что получены В.П. Галаховым для ледников более западных районов Алтая.

Приуроченность фирновой границы к участкам повышенной концентрации снега, превышающими средние для зоны питания значения подтверждается расчетами, выполненными для зоны питания ледника Восточный Мугур. Как показывают многолетние наблюдения, снегонакопление в ее пределах весьма неоднородно, и участки повышенной концентрации, приуроченные к стенкам и днищам каров, чередуются с участками преимущественного сдувания снега, приуроченными к выпуклым участкам продольного профиля ледника. Автор выделил границы этих зон (рис. 120) и осуществил расчет концентрации снега для 6 подобных участков по такому же алгоритму, как ранее и для всей зоны аккумуляции

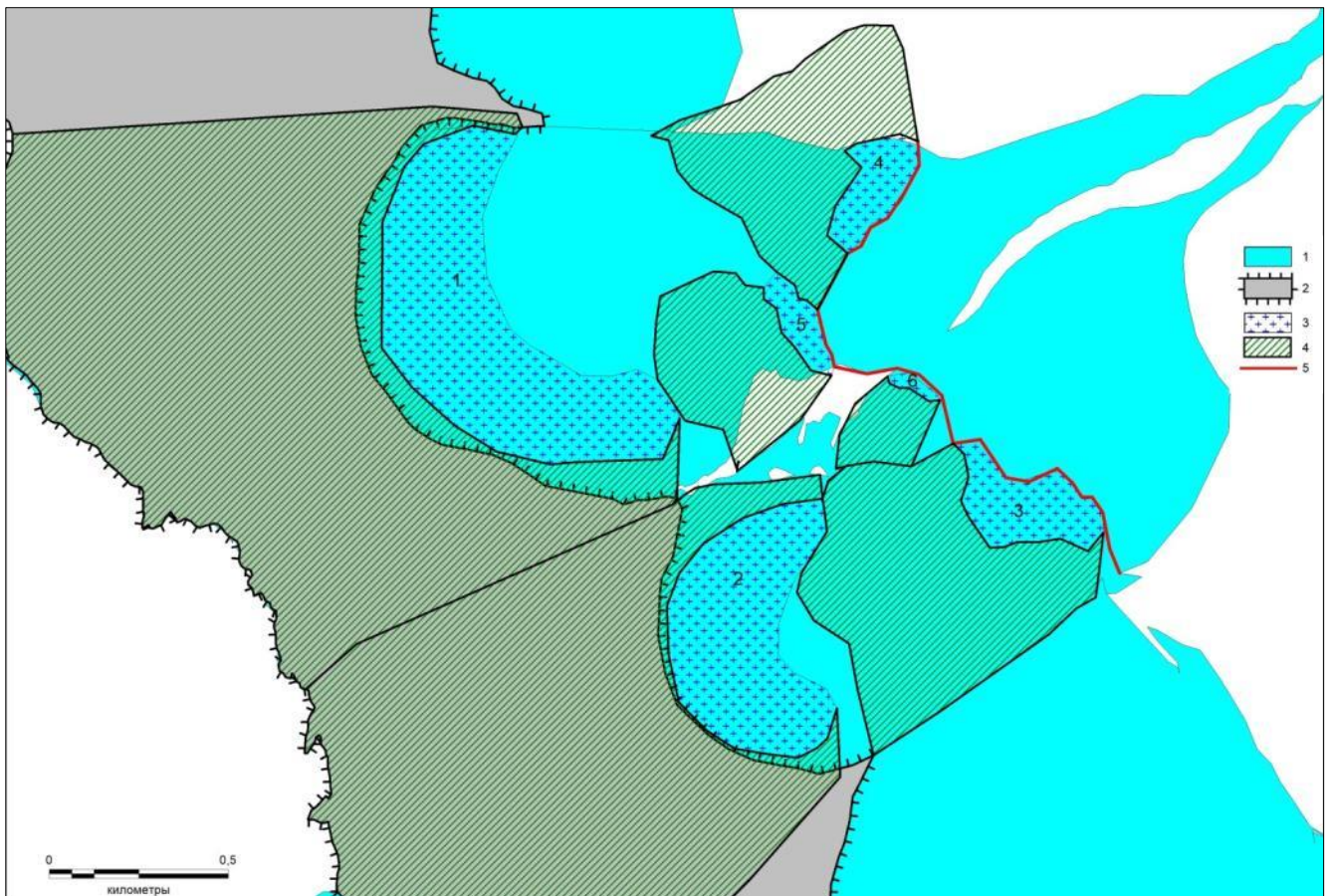


Рисунок 120. Участки повышенной концентрации снега в зоне питания ледника Восточный Мугур. 1- ледники северо-восточного макросклона массива, 2- занятая ледниками поверхность выравнивания (включая вершину массива), 3- участки повышенной аккумуляции снега, 4- зона сноса снега на соответствующий участок, 5- фирновая граница на леднике Восточный Мугур

Были получены следующие значения коэффициента концентрации: 3,1 для участка №1, 3,8 для участка №2, 3,6- для участка №3; 4,7 для №4 и №5; 5,7 для №6. Поскольку участки №№ 3-6 расположены у самой фирновой границы, значение коэффициента концентрации 2,8, рассчитанное нами по методике Г.Е. Глазырина для фирновой границы ледника Восточный Мугур не кажется завышенной.

Поскольку автор связывает повышенные значения коэффициента концентрации на ледниках с особенностями рельефа территории исследования- развитием обширных поверхностей выравнивания и ступенчатостью рельефа, представляют интерес расчеты коэффициентов концентрации для ледников горного узла Цамбагарав, где поверхности выравнивания и плосковершинные ледники имеют наибольшее развитие. Для расчета был выбран долинный ледник №45, площадью около  $3,3 \text{ км}^2$ , имеющий северо-восточную экспозицию и высоту фирновой границы 3640 м. В качестве опорной метеостанции была выбрана метеостанция Баяннур, расположенная примерно в 35 км к северо-востоку на высоте 1364 м. По данным метеостанции средняя летняя температура составляет  $16,5^\circ\text{C}$ , среднее годовое количество осадков- 87 мм (по данным измерений за 1995-2004 гг.) [126].

Высотный градиент количества осадков определялся по сопоставлению данных метеостанций Баяннур и метеостанции Эрденбурен, расположенной на высоте 1250 м, примерно в 53 км юго-восточнее метеостанции Баян-Нур и в 47 км от ледника, где среднее годовое количество осадков составляет 78 мм (по данным измерений за 1962-2002 гг.). Была получена величина  $7,7 \text{ мм}/100\text{м}$ , близкая к значению градиента, полученного нами для массива Монгун-Тайга ( $7\text{мм}/100 \text{ м}$ ). Рассчитанное количество осадков на высоте фирновой границы составило 262 мм.

Поскольку средняя летняя температура на метеостанции Эрденбурен ( $16,6^\circ\text{C}$ ) практически не отличается от температуры на станции Баяннур, определение высотного температурного градиента по этой паре станций не представляется возможным. Возможное решение данной проблемы - использование зависимости (12), где высотный температурный градиент определяется по среднему по двум метеостанциям количеству осадков. Полученное значение градиента температуры составило  $0,65^\circ\text{C}$ .

Необходимо также учесть температурный скачок при переходе от неледниковой поверхности к ледниковой. Для ледника Селиверстова в массиве Монгун-Тайга, близкого по размерам к леднику №45 была получена средняя летняя величина температурного скачка  $0,4^\circ\text{C}$  [106]. Кроме того возможно использование величины, которая исходя из длины ледника (3,2 км) согласно [129] должна составлять  $1,0^\circ\text{C}$ .

Полученные значения средней летней температуры на фирновой границе для разных вариантов температурного скачка составили  $1,31^\circ\text{C}$  и  $0,71^\circ\text{C}$ . Расчеты таяния проводились по полученной нами для ледников массива Монгун-Тайга (имеющих большую степень морфологического и климатического сходства с ледниками хр. Цамбагарав) формуле (7) зависимости таяния от температуры.

Полученные величины абляции/аккумуляции составили 899 мм и 721 мм, что при полученном ранее годовом количестве осадков означает величину коэффициента концентрации 3,4 и 2,75. Такие высокие значения этой характеристики вполне объяснимы, если учитывать, что над зоной питания ледника с ее наветренной юго-западной стороны расположен плосковершинный ледник площадью 2,2 км<sup>2</sup>.

Таким образом, расчеты коэффициентов концентрации по морфометрии ледниковых бассейнов, подтверждают более высокую, по сравнению с более западными районами Алтая, концентрацию снега, связанную с влиянием сноса снега с поверхностей выравнивания. Распространение последних, таким образом, определяет региональную специфику современных и древних ГК.

Одним из следствий перераспределения снега метелевым переносом является приуроченность большинства ледников региона к подветренным склонам северо-восточной экспозиции. Как показывает анализ экспозиционного распределения ледников разных центров оледенения, исключения из этой закономерности наблюдаются там, где поверхности выравнивания в высокогорье имеют сравнительно малые площади (хребет Чихачева, массив Тургени-Нуру, северный склон Таван-Богдо-Ола, Хунгуйн-Нуру), при этом наиболее развиты ледники северных склонов. Очевидно, при малой площади поверхностей выравнивания большее значение для существования ледников приобретает не метелевой перенос, а затененность склонов и связанная с этим малая абляция. Для проверки этой гипотезы было проведено сопоставление между показателем степени развития поверхностей выравнивания в высокогорье - относительной выравненности рельефа  $S_{3200}/L$  для высот более 3200 м и отношения площади ледников северной экспозиции к площади ледников северо-восточной экспозиции ( $S_n/S_{не}$ ). Сопоставление показало наличие обратной зависимости с коэффициентом корреляции -0,6. (рис. 121).

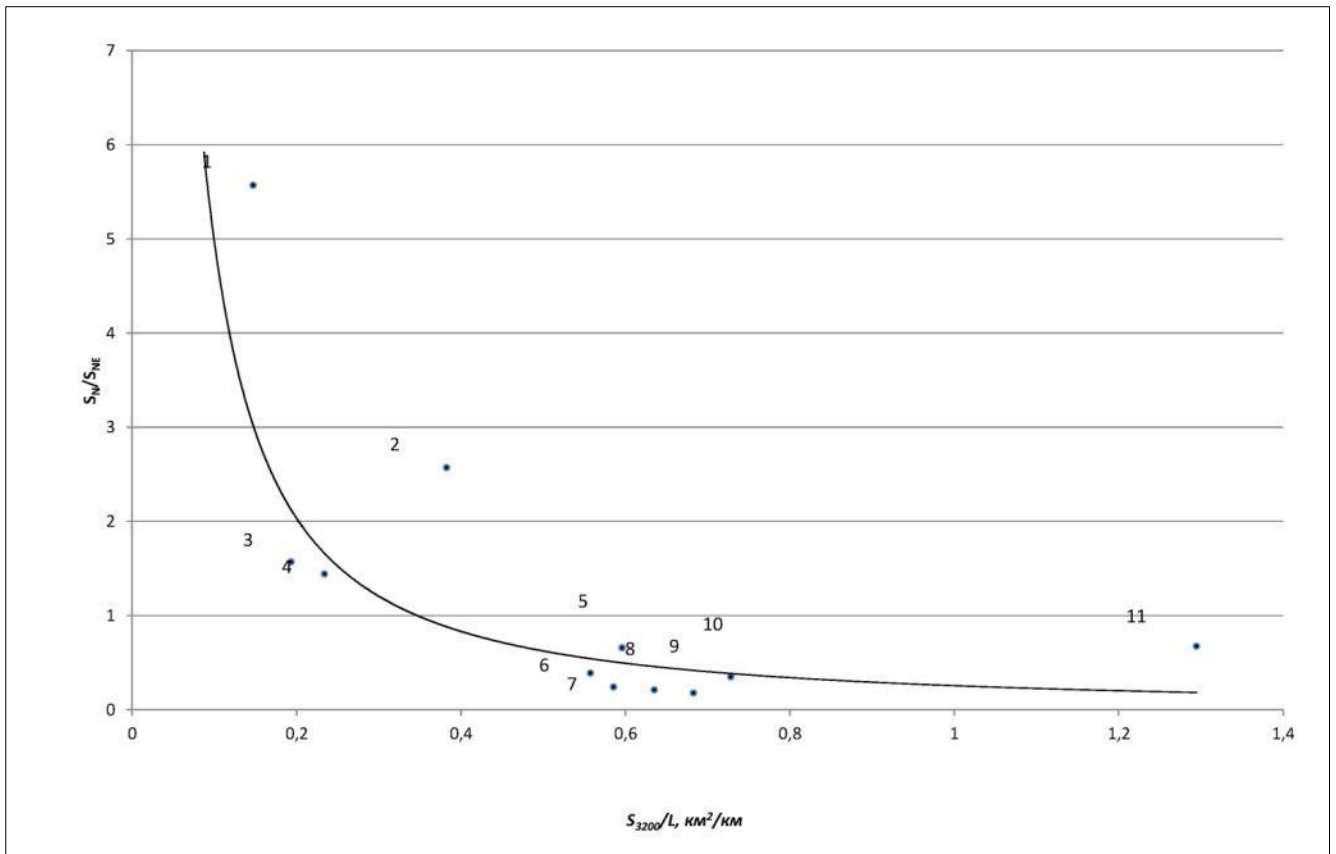


Рисунок 121. Корреляция между относительной выравненностью рельефа для высот более 3200 м  $S_{3200}/L$  (км<sup>2</sup>/км) и отношения площади ледников северной экспозиции к площади ледников северо-восточной экспозиции ( $S_n/S_{ne}$ ). Цифрами указаны центры оледенения: 1- северный склон Таван-Богдо-Ола, 2- Хунгуйн-Нуру, 3- Чихачева (юг), 4- Тургени-Нуру, 5- Сайлюгем, 6- Монгун-Тайга, 7- Хархира, 8- Сайрын-Ула, 9- Ценгел-Хайрхан, 10- Найрамдал, 11- Цамбагарав

Как видно из графика, при величинах  $S_{3200}/L$  менее 0,4 км<sup>2</sup>/км в центрах оледенения региона преобладают ледники северных экспозиций, при больших значениях- ледники северо-восточных экспозиций.

Еще одной региональной чертой высокогорных ГК помимо повышенной концентрации твердых осадков для ледниках активного типа является их бронирование моренным материалом, особенно отчетливо проявляющееся в неблагоприятные для ледников в климатическом отношении периоды.

Причинами интенсивности процессов бронирования ледников и дальнейшее сохранение льда в забронированном состоянии на протяжении длительного времени являются климатические особенности региона. Это низкие температуры в сочетании с большой суточной и годовой амплитуда температур, что способствует интенсивному морозному выветриванию, дающему большое количество материала, поступающего на поверхность ледников, а кроме того малое количество осадков, обуславливающее низкую энергетику ледников и отсутствие

интенсивного размыва морен дождевыми и тальными водами Л.П. Чернова (Л.П. Чернова, устное сообщение) выделяет несколько пороговых значений удельной абляции/аккумуляции, определяющих геоморфологическую деятельность ледников. Значение  $150 \text{ г/см}^2$  примерно соответствует границе между ледниками, примерзшими к ложу и потому не эродирующими его, и ледниками, скользящими по ложу. Следующая граница с точки зрения рельефообразующей деятельности ледников лежит, по-видимому, где-то в районе  $200 \text{ г/см}^2$ . Более теплые ледники порождают у своих концов настолько водоносные потоки, что и в случае отступления ледника образуется преимущественно флювиогляциальная равнина и совсем небольшие конечно-моренные валы, при том, что боковые морены относительно высокие. Как отмечает Л.П. Чернова, иллюстрацией к этим соображениям может служить ледник Джанкуат на Кавказе, значения аккумуляции/абляции для него составляют  $250 \text{ г/см}^2$ . У конца этого ледника расположена хорошо развитая флювиогляциальная равнина и совсем невысокие конечные морены наступания 20-х годов 20 в. А рядом с ним лежит каровый ледничок с огромным конечно-моренным валом и границей питания на 200 м выше, т.е. на полтора градуса холоднее - значит, где-то около  $200 \text{ г/см}^2$ . Ситуацию, похожую на флювиогляциальную равнину Джанкуата, можно увидеть в описании Н.В. Коваленко участков у концов ледничков Кузнецкого Алатау (согласно А.Н. Кренке [83], значения аккумуляции/абляции для них составляет  $400 \text{ г/см}^2$ ).

По ледникам модельного массива Монгун-Тайга по моим расчетам, имеют место следующие значения удельной аккумуляции/абляции: для долинных ледников в пределах  $55\text{-}80 \text{ г/см}$  (на одном леднике достигает  $150 \text{ г/см}$ ), для плосковершинных и склоновых  $7\text{-}40 \text{ г/см}$ , для карово-долинных и каровых - от 100 до 140, в некоторых случаях до  $200 \text{ г/см}$ . Такие различия связаны с большим диапазоном значений коэффициента концентрации снега. Таким образом, ледники малоактивных ГК – холодные ледники, не эродирующие ложе (что и объясняет их консервирующую роль по отношению к рельефу). Современные ледники ГК активного и переходного типа в подавляющем большинстве также являются холодными, хотя удельный баланс массы на многих из них по своим значениям близки к пороговым величинам. Вероятно, в более влажные эпохи в прошлом, соответствующие начальным этапам ледниковых наступаний, эти ледники имели большую энергетику и за счет этого, а также за счет большей мощности оказывали более существенное эродирующее воздействие на свое ложе. Это, например, объясняет, наличие под современными склоновыми ледниками ГК переходного типа на северном склоне массива Таван-Богдо-Ола кароподобных углублений, своеобразных «протокаров», не успевших выработаться за счет относительно кратковременного периода ледникового эродирования.



Малые масштабы ледниковой эрозии в пределах региона свидетельствует о том, что большая часть материала морен высокогорных ГК связаны не с эродирующей, а с транспортирующей деятельностью ледников, переносящих осыпной материал, в обилие поступающий на их поверхность. На недавнем этапе интенсивного сокращения ледников в 1995-2008 гг. автор непосредственно наблюдал поступление на поверхность ледников больших объемов осыпного материала, за счет чего некоторые малые ледники в карах были полностью погребены осыпным материалом. Согласно наблюдениям периоды более активного бронирования ледников соответствуют засушливым климатическим отрезкам, когда уменьшение заснеженности склонов приводит к интенсификации физического выветривания склонов. Соответственно, мощные морены ледников активного типа в основном состоят из осыпного материала, который ледники перенесли и отложили у своих краевых частей. Преобладает следующий механизм образования конечных морен - при потеплении бронированные и защищенные от радиации края ледника сохраняют свою мощь, а открытая часть ледника тает и быстро деградирует. В итоге забронированные края ледника теряют с ним связь и превращаются в моренные валы с ледяным ядром.

Малое количество осадков и низкие значения абляции на ледниках региона способствуют длительному сохранению забронированных льдов. Малые значения абляции подтверждены как расчетами, так и непосредственными наблюдениями. Например, суммарная абляция на леднике Селиверстова летом 1990 г. на границе питания составила 1350 мм в.э. при скорости стаивания льда 6-10 см в сутки [106], летом 2013 г. средняя скорость таяния на этом же леднике составляла всего 0,75 см в сутки. Для размыва морен такого уровня абляции недостаточно.

#### **4.6. Общие региональные закономерности динамики высокогорных ГК**

Период максимума м.л.э. является начальной точкой современного общего тренда к регрессу оледенения, это период эволюции высокогорных ГК изучен наиболее детально. В максимум м.л.э. суммарная площадь оледенения резко континентального района северо-запада Внутренней Азии составляла согласно реконструкциям автора 635,6 км<sup>2</sup>, т.е. сокращение площади оледенения к настоящему времени составило 51%, средняя взвешенная по площади ледников депрессия фирновой границы – 89 м (табл. 49).

Таблица 49. Изменения ледников основных центров оледенения резкоконтинентального района Внутренней Азии в период с максимума м.л.э.

Центр оледенения	Сокращение площади оледенения, %	Подъем фирновой границы, м
Монгун-Тайга	59	120
Цаган-Шибэту	98	120
Массив Талдуайр	63	130
Монгун-Тайга-Малая	60	15
Чихачева	51	65
Сайлюгем (басс. рек Жумалы и Усай)	100	110
Сайлюгем (западная часть)	76	80
Таван-Богдо-Ола (северный склон)	40	50
Найрамдал запад	43	130
Найрамдал центр	65	150
Найрамдал восток	79	98
Согостын-Нуру	88	80
Ценгел-Хайрхан	69	70
Тургэни-Нуру	48	35
Хархира-Нуру	58	60
Цамбагарав	44	90
Хунгуйн-Нуру	59	76

При анализе различий в сокращении ледников разных центров оледенения обращает на себя внимание следующая закономерность- наибольшему сокращению подверглись ледники малых центров оледенения. При сопоставлении значений относительного сокращения оледенения (%) и средних размеров ледников этих центров в м.л.э. установлена отрицательная корреляция между этими параметрами (рис. 122) с коэффициентом корреляции -0,6. Подобная связь представляется закономерной - более крупные ледники как более сложные системы устойчивее к неблагоприятным изменениям климата.

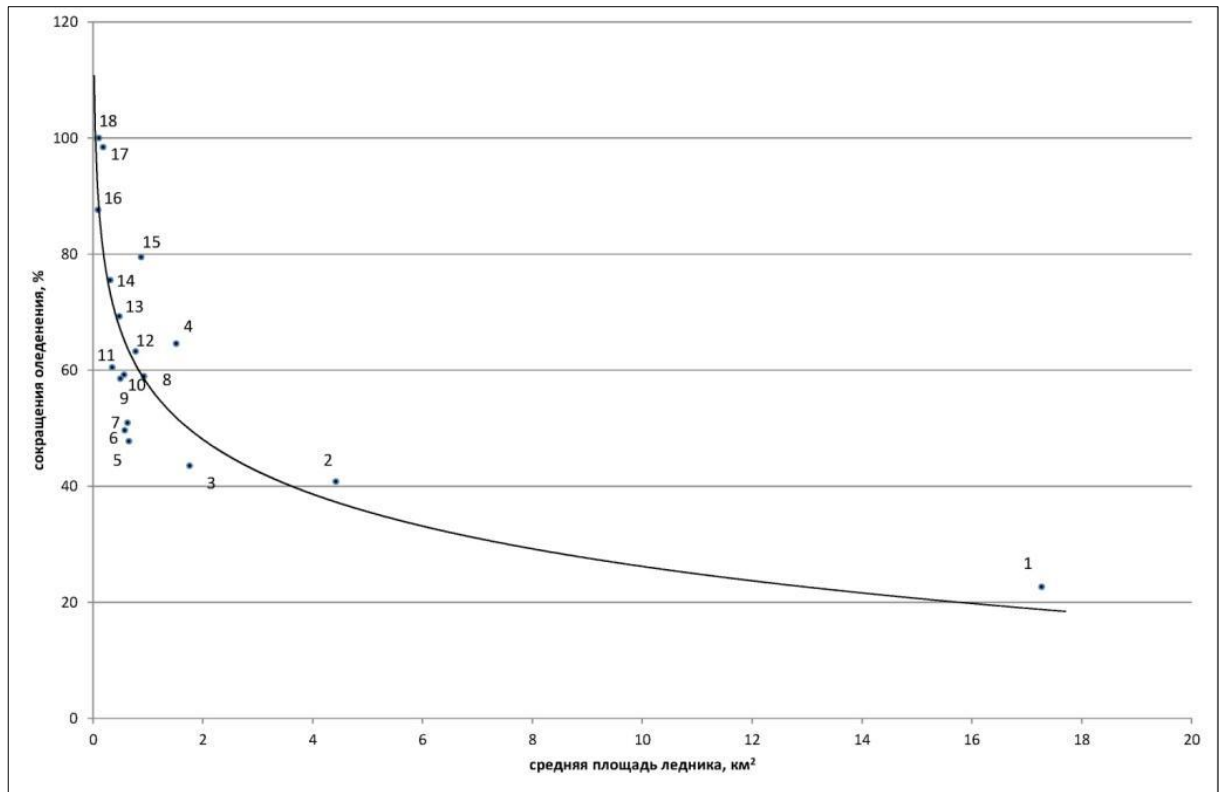


Рисунок 122. Корреляция относительного сокращения оледенения (%) и средних размеров ледников в м.л.э. 1- Западный Найрамдал, 2- северный склон Таван-Богдо-Ола, 3- Цамбагарав, 4- центральный Найрамдал, 5- Тургени-Нуру, 6- Сайрын-Ула, 7- Чихачева, 8- Хархира, 9- Хунгуйн-Нуру, 10- Монгун-Тайга, 11- Монгун-Тайга малая, 12- Талдуайр, 13- Ценгел-Хайрхан, 14- западный Сайлюгем, 15- восточный Найрамдал, 16- Согостын-Нуру, 17- Цаган-Шибэту, 18- Сайлюгем (басс. рек Жумалы и Усай)

В то же время анализ изменений высоты фирновой границы не показывает наличия четкой связи с размерами ледников. Очевидно, изменение этого параметра отражает не столько реакцию ледников на изменение климата, сколько климатически обусловленное изменение условий питания ледников. Для определения закономерностей пространственного распределения изменений высоты фирновой границы было построено поле депрессии фирновой границы в м.л.э.

Наибольшие значения депрессии фирновой границы были получены по западным и северо-западным частям исследуемого региона (рис. 123). Анализ полученной схемы позволяет сделать вывод, что в максимум м.л.э. различия в высоте фирновой границы северо-западных и юго-восточных районов было еще более контрастным, чем в настоящее время, а высота фирновой границы различалась примерно на 540 м. Различия последующего подъема фирновой границы в разных частях региона едва ли могли быть вызваны разным характером изменений температуры - в пределах такой относительно небольшой территории они не могли существенно отличаться.

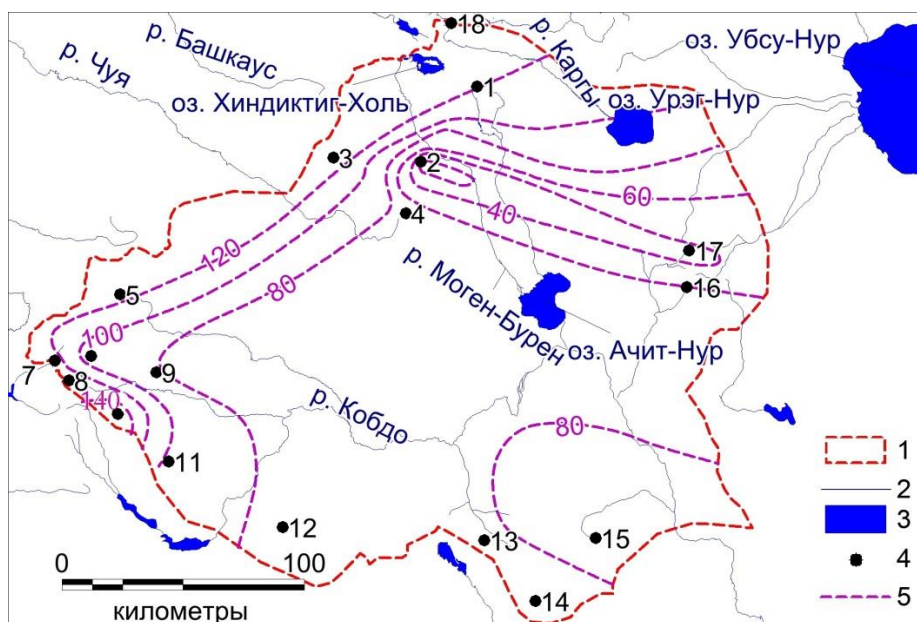


Рисунок 123. Поле депрессии фирновой границы в максимум м.л.э. Условные обозначения: 1- граница района исследования, 2- реки, 3- озера, 4- центры оледенения, 5- изолинии значений депрессии фирновой границы. Центры оледенения: 1- Монгун-Тайга, 2- Монгун-Тайга малая, 3- Талдуайр, 4- Чихачева, 5- Сайлюгем (Жумалы, Усай), 6- Сайлюгем запад, 7- Таван-Богдо-Ола (северный склон), 8- Найрамдал (запад), 9- Согостын-Нуру, 10- Найрамдал (центр), 11- Найрамдал (восток), 12- Ценгел-Хайрхан, 13- Хунгуйн-Нуру, 14- Сайрын-Ула, 15- Цамбагарав, 16- Хархира, 17- Тургени-Нуру, 18- Цаган-Шибэту

Более вероятным представляется, что в центральных и юго-восточных районах в максимум м.л.э. имела место сильная аридизация, в меньшей степени проявившаяся в северных и западных районах исследуемого региона.

Простейшие вычисления позволяют приблизительно оценить климатические условия максимума м.л.э. для массива Монгун-Тайга. При средней летней температуре в максимум м.л.э. на  $1,3^{\circ}\text{C}$  ниже, чем в середине 1990-х (по дендрологической кривой температур), при температурном градиенте  $0,69^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$  получим, что фирновая граница должна была быть ниже, чем середине 1990-х на 190 м. В таком случае при реальной депрессии фирновой границы 120 м получается, что уменьшение количества осадков было эквивалентно подъему фирновой границы на 70 м. Вычисленное через зависимость (13) значение отличия количества осадков от современного составило 150 мм.

В центральных и восточных районах региона при таком же отличие температуры от современной депрессия фирновой границы меньше 100 м, значит, количество осадков должно было быть меньше современного на те же 150 мм плюс дополнительное уменьшение на некоторое количество, за счет которого депрессия фирновой границы была здесь меньше. Например, при депрессии фирновой границы 80 м разница в 40 м обеспечивалась

дополнительным уменьшением количества осадков на 85 мм, что в совокупности дает 235 мм. Чтобы оценить вероятность столь сильной аридизации центральных и юго-восточных районов северо-запада Внутренней Азии (вероятно, кратковременной) требуется привлечение дополнительных источников информации. Разное по величине изменение характера увлажненности в пределах региона могло бы означать изменение характера циркуляционных атмосферных процессов, возможно ослабление западного переноса.

Проверка этих расчетов возможна для модельного массива Монгун-Тайга по математической модели на основе подхода Г.Е. Глазырина (3). Депрессия фирновой границы для м.л.э. здесь составляет 120 м. При допущении отличия температуры от современной в максимум м.л.э., равной  $1,3^{\circ}\text{C}$  расчетное количество осадков составило бы 70% от современного, что в пересчете на абсолютные значения означало бы для вершины массива уменьшение количества осадков примерно на 100 мм. Т.е. расчеты по данной модели дают более умеренный вариант аридизации для максимума м.л.э.

Следует отметить еще и происходящие в высокогорных ГК качественные изменения. По ходу эволюции при общем тренде к сокращению ледников высокогорные ГК проходят через несколько последовательных фаз:

1. Гляциально-регрессивная фаза. Отступление языков ледников от стадияльных конечно-моренных валов, обособление последних в качестве самостоятельных ледяных тел. Формирование приледниковых наледей, зандров, моренно-подпрудных озер, осцилляционных моренных валов. Постепенная трансформация некоторых морен м.л.э. в каменные глетчеры. Смещение вверх пояса многолетних снежников.
2. Переходная фаза. Исчезновение малых ледников, а также бронирование малых ледников в карах, трансформация малых каровых, висячих и склоновых ледников в снежники. Быстрая деградация плосковершинных ледников. Обособление срединных морен с ледяными ядрами от деградирующих ледников. Трансформация забронированных ледников в каменные глетчеры.
3. Постгляциальная фаза. Частичный размыв морен, частичное вытаивание погребенных льдов в моренах. Выдвижение каменных глетчеров за пределы каров и цирков. Переход некоторых каменных глетчеров в пассивное состояние. Образование присклоновых валов и террас с последующей их трансформацией в присклоновые каменные глетчеры.

Ключевым процессом по ходу первых двух фаз является деградация ледников, хотя в отдельные годы или серию лет возможны приращения площади и длины ледников. Автором был выделен 21 механизм изменения ледников, большинство которых имеют местную специфику и подробно описаны выше на конкретных примерах (табл. 50).

Таблица 50. Механизмы современной динамики ледников резкоконтинентального района Северо-Запада Внутренней Азии.

Тип ГК	Характер изменения	Описание механизма	Пример
малоактивный	Деградация	1. Медленное отступление края ледника	Цамбагарав, все ГК
		2. Стабилизация положения краев ледника осуществляется на участках, где имеет место повышенная аккумуляция снега. В то же время на расположенных выше участках, с которых снег сдувается идет постепенное уменьшение мощности льда. В результате краевые участки ледника теряют связь с более активно деградирующими его верхними частями и превращаются в многолетние снежники.	Таван-Богдо-Ола, ГК водораздела Аргамджи-2 и аргамджи-3; ГК главной вершины массива Монгун-Тайга
	Рост	1. Присоединение к краю ледника снежно-фирновых полей	Монгун-Тайга, ГК главной вершины
активный	Деградация	1. <i>Обнажение скальных выходов в зоне питания благодаря уменьшению мощности ледника</i>	Монгун-Тайга, ГК Восточный Мугур, ГК Селиверстова
		2. <i>Отчленение от зоны питания скоплений снега в лавинных лотках, снежных карнизов и надувов в пригребневой части.</i>	Найрамдал, ГК Потанина
		3. <i>Бронирование осыпями участков ледника в зоне питания.</i>	Найрамдал, ГК Потанина
		4. На фоне уменьшения заснеженности территории идет отсекание водотоками малоактивных с точки зрения движения фирновых пятен от ледника и превращение их в снежники.	Монгун-Тайга, ГК Правый Мугур
		5. Разделение ледника на расположенный на днище кара ледник, лишенный зоны питания и несколько висячих или карово-висячих, не достигающих днища кара. Происходит при быстром уменьшении мощности ледника.	Сайлюгем, ГК Их-Уйгар-Голын-Барун-Сала

Тип ГК	Характер изменения	Описание механизма	Пример
		6. Постепенное отступление края динамически активного и имеющего повышенную мощность льда ледника с образованием приледниковых озер	Монгун-Тайга, ГК Толайты
		7. Ускоренное (более 20 м/год) отступление языков долинных ледников с формированием зандр и озера	Монгун-Тайга, ГК Селиверстова; Найрамдал. ГК Потанина
		8. Отступление ледникового языка «вбок» в долинах восточной экспозиции с последующим распадом ледника на серию карово-висячих и висячих ледников(см. Тронов)	Чихачева, ГК Бургастын-Гол
		9. Трансформация комплекса висячих ледников с единой зоной питания в один склоновый ледник за счет деградации их языков	Монгун-Тайга, ГК Западный Балыктыг
		10. расположенные на вогнутых участках профиля языки бронируются поступающим сверху материалом, по мере уменьшения мощности льда обнажаются ригели, отсекающие нижележащие языки от основного тела ледника.	Монгун-Тайга, ГК Правый Мугур
		11. Формирование мощных срединных морен с ледниковым ядром, возвышающихся над открытой поверхностью ледника на несколько метров. По мере таяния открытой части ледника, теряют связь с ледником, превращаясь в изолированные массивы погребенных льдов.	Монгун-Тайга, ГК Восточный Мугур, ГК Правый Мугур
		12. При наличии смежных потоков льда, разделенных срединной мореной бронирование одного из потоков и слияние его со срединной мореной с дальнейшим обособлением от открытой части ледника.	Монгун-Тайга, ГК Правый Мугур, ледник Правый Мугур
		13. Бронирование краевых частей ледника	Монгун-Тайга, ГК

Тип ГК	Характер изменения	Описание механизма	Пример
		мореной с последующей потерей связи с основным телом ледника, в результате формируется конечно-моренный вал с ледяным ядром. Характерна для окончания периодов стабилизации края ледника (м.л.э.)	Селиверстова
		14. Ускорение бронирования языков ледников, уменьшение их таяния с последующим отсечением их водотоками от основного тела ледника	Монгун-Тайга, ГК Правый Мугур, ледник Левый Мугур
		15. Полное бронирование малых каровых и присклоновых ледников за счет усиленного поступления на их поверхность осыпного материала при уменьшении заснеженности склонов.	Монгун-Тайга, ГК Толайты, ГК Правый Мугур, приток ледника Левый Мугур
		16. Деградация областей питания склоновых ледников и их трансформация в снежники	Монгун-Тайга, ГК Балыктыг
	Рост	1. Причленение к краевым частям ледников приледниковых снежников	Монгун-Тайга, ГК Восточный Мугур, ГК Правый Мугур, ГК Селиверстова
		2. Причленение к краевым частям приледниковых наледей	Монгун-Тайга, ГК Восточный Мугур, ГК Правый Мугур, ГК Селиверстова



Во многих случаях указанные выше разные механизмы проявляются на одних и тех же ледниках, сменяя друг друга на разных этапах их эволюции. Наиболее отчетливо это выражено у долинных ледников региона, для которых мы выделили несколько фаз отступления после максимума малой ледниковой эпохи:

**Фаза I.** Начальной точкой является переход к негативному тренду баланса массы ледника. В засушливых условиях при интенсивном морозном выветривании ледники накапливают большое количество обломочного материала на своих языках. В период сокращения количества осадков в максимум м.л.э. процесс бронирования языков интенсифицируется. В результате после максимума м.л.э. фронты большинства ледников оставались в том же положении за счет сокращения абляции при усилении бронирования краев ледников. В то же время снижение поверхности открытых частей ледников, таявших все более активно, привело к постепенному отчленению краев ледников и формированию морен с ледяным ядром. Преобладание подобного механизма формирования морен в пределах изучаемого региона определяется низкой энергией ледников, слабой экзарацией и преобладанием осыпного генезиса моренного материала.

**Фаза II.** Начинается с момента окончательного обособления фронтальных конечных моренных валов малой ледниковой эпохи от отступающего от них ледника. Характерны низкие (не более 5–7 м/год) скорости отступления ледников, вероятно связанные с проявлением подпруживающего эффекта ригельного основания моренных комплексов малой ледниковой эпохи. При относительно слабой реакции ледников в эту фазу на сухие и теплые интервалы, в холодные и влажные возможно стационарирование ледников и формирование осцилляционных моренных валиков, как, например, в середине 1960-х годов. При медленном отступании ледника по ходу данной фазы образуется цунговая котловина с озером, подпруженной с одной стороны моренным валом малой ледниковой эпохи или осцилляционным валиком, с другой стороны – ледником. В настоящее время в этой фазе, например, находится ледник Толайты в массиве Монгун-Тайга.

**Фаза III.** Ускорение отступление ледника до 7–17 м/год приводит к формированию зандра. Исчезновение подпруживающего эффекта приводит к сокращению толщины краевой части ледника и определяет меньшую устойчивость языка ледника к изменению климатических условий. Обусловленные ими вариации скоростей движения составляют около 10 м. Боковые морены малой ледниковой эпохи пока сохраняют стабильность. В этой фазе сокращения находятся ледники Потанина, Аргамджи-2 Западный.

**Фаза IV.** Уменьшение динамической активности языка ледника за счет сокращения поступления льда сверху увеличивает степень чувствительности ледника к неблагоприятным климатическим изменениям. В теплые и сухие периоды происходит скачкообразное отступление

ледника со скоростью 30–35 м/год, часто сопровождающееся отчленением от ледника маломощных и малоактивных участков льда. Боковые морены малой ледниковой эпохи теряют стабильность, на них развиваются оползневые, микроселевые и термокарстовые процессы. В этой фазе находятся ледники Селиверстова и Потанина.

**Фаза V.** Приближение отступающего края ледника к более крутым склонам и освобождение скальных выходов от снежно-ледового панциря приводит к интенсивному бронированию края ледника поступающим с них осыпным материалом, сокращению абляции и уменьшению скоростей отступления ледника до 3–8 м/год. Степень чувствительности края ледника к климатическим колебаниям уменьшается. В этой фазе находились ледники Левый Мугур, Цаган-Деглий, и до начала 2000-х ледник Дзун-Хархира.

**Фаза VI.** Дальнейшее бронирование ледникового языка при одновременном сокращении мощности открытой части ледника приводит к скачкообразному отделению прежнего языка ледника от его основного тела и перемещению края ледника на несколько сотен метров всего за несколько лет. Фаза заканчивается появлением нового устойчивого положения края ледника вдоль ригеля. В период 1995-2008 гг. подобные процессы наблюдались на ледниках Левый Мугур, Аргамджи-3.

Процесс многофазного отступления современных ледников можно считать классическим для района исследований, хотя в каждом конкретном случае проявляются индивидуальные особенности, связанные с морфологией конкретного ледника и его орографической базы. Наиболее яркий пример – ледники Восточный Мугур и Правый Мугур. Благодаря относительно большим уклонам и развороту вмещающих их долин на уровне моренных комплексов малой ледниковой эпохи, подпруживание языков было здесь особенно хорошо выражено, поэтому фаза II здесь завершилась лишь в 1980-х-начале 1990-х годов. В силу больших уклонов и относительно высокой динамической активности ледников недавно начавшаяся фаза III проходит на фоне низких скоростей отступления (менее 10 м/год), а зандр имеет малую протяженность. Вероятно, IV фаза в силу тех же причин в будущем не проявится на этих ледниках.

То, что современные долинные ледники находятся одновременно в разных фазах отступления во многом объясняет различное поведение долинных ледников при одинаковых климатических изменениях. Использование предложенной схемы поведения долинных ледников в перспективе при сохранении общего многолетнего тренда к потеплению дает возможность прогноза их динамики.

Наличие большой степени сходства во внутренней структуре и динамических процессах многих высокогорных ГК может служить основой выделения видов ГК. Для наиболее крупных

полиморфных ГК, обычно интегрирующими несколько ГК меньшего порядка, к настоящему моменту удалось выделить 2 вида:

1. Монгун-Тайгинский, полиморфный, примеры- ГК главной вершины массива Монгун-Тайга, все полиморфные ГК хребта Цамбагарав. Поверхность выравнивания с ледником малоактивного типа находится в створе нескольких трогов и ограничена с разных сторон цирками с выводными ледниками.

2. Западно-Толайтинский полиморфный. Центральная часть – участок поверхности выравнивания, круто обрывающаяся в разных направлениях в сторону трогов, при этом сама поверхность выравнивания располагается не в створе этих трогов. На поверхности выравнивания существует (или существовал в прошлом) малоактивный плосковершинный ледник. Прочие ледники развиваются по северному и восточному периметру поверхности выравнивания и получают с плосковершинного ледника преимущественно опосредованное питание путем метелевого переноса. Конкретные примеры подобных ГК – ГК Западный Толайты, Эски-Толайты в массиве Монгун-Тайга; Согостын-Нуру-западный, Согостын-Нуру-восточный.

В м.л.э. для ГК этого вида характерно существование плосковершинного ледника на поверхности выравнивания, небольшого долинного ледника к северу от нее и карового ледника к востоку, в последнем случае на месте ледника в настоящее время возможно существование забронированного ледника или каменного глетчера. После максимума м.л.э. имеет место отступление долинного ледника «вбок», в результате чего он распадается на каровый или карово-долинный ледник в замыкающем долину цирке и серию висячих ледников по северному периметру поверхности выравнивания. Плосковершинный ледник либо исчезает, либо существенно сокращается.

За счет различного соотношения между высотой гор и высотой границы питания ледников ГК данного вида находятся сейчас в разных фазах сокращения после максимума м.л.э (рис. 124). У ГК западный Толайты ледник плоской вершины пока не исчез, сохранились каровый и висячие ледники. У ГК западный Согостын-Нуру и восточный Согостын-Нуру ледник плоской вершины исчез, сохранились висячие ледники. У ГК Эски-Толайты современных ледников нет, на месте некоторых висячих ледников сохранились многолетние снежники

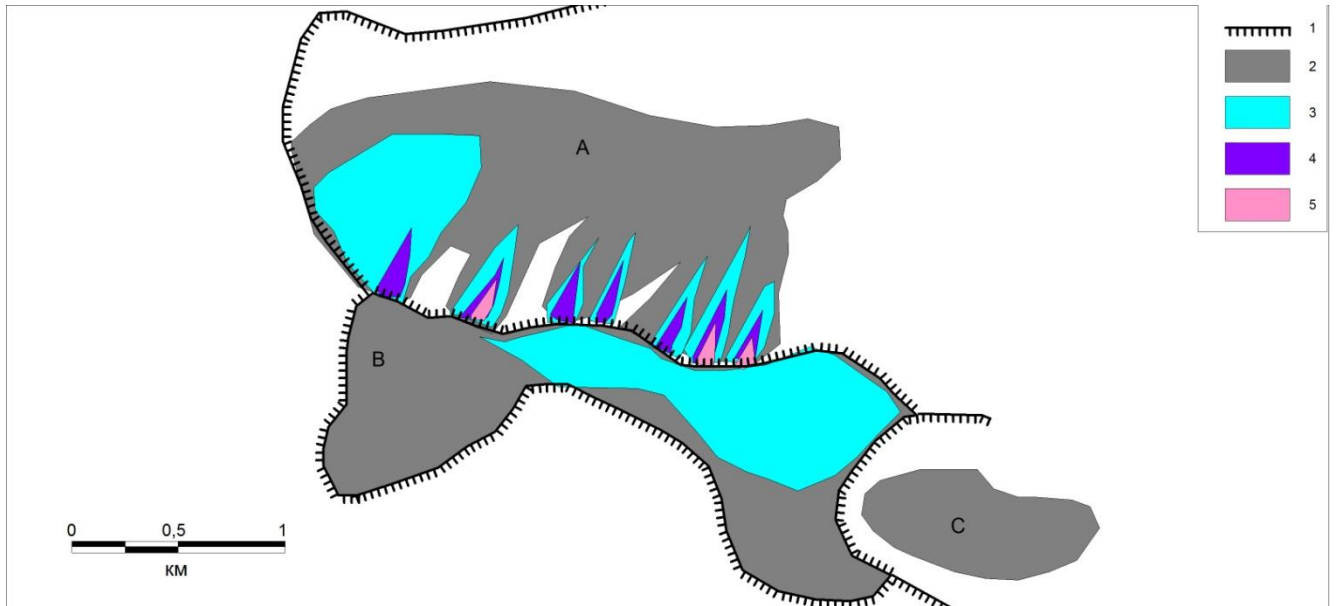


Рисунок 124. Схема характерного строения полиморфного ГК Западно-Толайтинского типа. А- долинная составляющая, В- плосковершинная (малоактивная) составляющая, С- каровая составляющая. 1- горные гребни и уступы, 2- положение ледников в максимум м.л.э., 3- современное положение ледников ГК Западный Толайты, 4- современное положение ледников ГК западный Согостын-Нуру и восточный Согостын-Нуру, 5- многолетние снежники ГК Эски-Толайты

Для ГК малоактивного типа выделено 2 вида:

1. *Закрытый* – поверхность выравнивания со всех сторон окружена крутыми уступами, устанавливающими предел роста ледников малоактивного типа. Ледники на таких участках могут сокращаться особенно быстро и резко при подъеме климатической снеговой границы до уровня поверхности выравнивания. Как правило, это небольшие по площади малоактивные ГК в центре полиморфных ГК, например комплекс А (Цамбагарав).

2. *Открытый*- в одном из направлений поверхность выравнивания не ограничена уступами и плавно снижается к предгорьям- ледники малоактивного типа достигают на таких участках наибольших размеров. Сокращение ледников таких ГК происходит постепенно. Как правило, подобные ГК находятся в юго-восточной частях центров оледенения (ГК главной вершины массива Монгун-Тайга, разные ГК юго-восточной части хребта Чихачева, массивов Хархира, Ценгел-Хайрхан) и имеют пологий уклон к югу, а с северной стороны ограничены бортами трогов, цирками и карами.

Для ГК активного и переходного типа выделены следующие виды:

1. *Хулцотийн-Гольский, активного типа*. Пример подобных ГК –ледник Потанина и ледник Хулцотийн-Гол в массиве Ценгел-Хайрхан. Основой подобных комплексов служат долинны ледники с хорошо выраженными моренными валами м.л.э., наличием

осцилляционных валов 1960-х гг. и небольших приледниковых озер, подверженным существенным межгодовым колебаниям уровня и изменениям конфигурации. Северный склон долины имеет пологие склоны и относительно низкий водораздел, за счет своей южной экспозиции он мало заснежен и практически не участвует в питании ледника. Напротив южный склон долины крутой, расчленен карами и участвует в питании ледника за счет лавин, а в период м.л.э. еще и за счет ледниковых притоков, выдвигавшихся из каров северной экспозиции. За счет большой крутизны склона с него поступает множество осыпного материала, поэтому при деградации ледника-притока образовывались поля забронированного льда. К настоящему моменту они слились с южным боковым валом м.л.э. и образовали активный каменный глетчер с крутым фронтальным уступом.

2. *Шара-Хорагайский*, активного типа, примеры- ледник Селиверстова в массиве Монгун-Тайга, ледник Аргамджи-2-западный на северном склоне массива Таван-Богдо-Ола. Имеет значительную степень сходства с предыдущим типом. Образован деятельностью долинного ледника. Характерные черты: большой по протяженности относительно общей длины ледника, язык выраженный язык ледника с небольшими уклонами ( $6-8^\circ$ ), слабая врезанность участка долины, на котором расположен язык ледника (не более 100–150 м), мощный моренный комплекса малой ледниковой эпохи, обрамляющего ледник и возвышающегося над его поверхностью на 50-100 м, хорошо выраженный заандр, протяженностью более 800 м. Моренные валы более чем на 2/3 образованы льдом, в последние два десятилетия на некоторых участках обнажающимся и вытаивающим. Для ледников таких ГК в настоящее время характерны относительно высокие скорости отступления их языков до 30-35 м/год.

3. *Таван-Богдинский*, переходного типа. Примеры- ГК Западный Балыктыг (ледник №1 по современному каталогу) в массиве Монгун-Тайга, ГК водораздела Западный Аргамджи-2 и Восточный Аргамджи-2 (ледники №6-8) в массиве Таван-Богдо-Ола. Располагается на малорасчлененных склонах занятых склоновыми ледниками, трог и цирки в рельефе не выражены, моренные отложения не образуют отчетливых конечно-моренных валов. За счет малой мощности при обтекании мелких неровностей рельефа ледник образует вместо четко выраженного языка множество мелких лопастей, в настоящее время при активном отступании имеющих тенденцию к деградации и формированию относительно ровной нижней границы ледника.

4. *Левомугурский*, активного типа. Примеры: ГК Левый Мугур, ГК Правый Мугур, ГК ледников №№23-24 в массиве Монгун-Тайга. Характерно формирование каменных глетчеров ниже современных ледников, эти каменные глетчеры перекрывают своими языками моренные валы м.л.э. В настоящее время языки ледников являются своеобразной зоной питания данных

каменных глетчеров, поскольку идет процесс отчленения от ледников их забронированных краевых участков.

5. *Восточно-Мугурский*, активного типа, примеры ГК Восточный Мугур в массиве Монгун-Тайга, ГК Цаган-Гол в массиве Сайрын-Ула (ледник №5). Для этих ГК типичным является подпруживание ледника разворотом долины, за счет чего скорости отступления ледника с максимума м.л.э. обычно в среднем не превышают 10 м/год. В результате ледник мало отступил от морены м.л.э., зандр слабо выражен или отсутствует.

Поскольку конкретные высокогорные ГК в рамках одного вида в силу различий в гипсометрии, геоморфологических индивидуальных особенностях, мезо и микроклимате находятся в разных точках своей эволюции, современное состояние одних ГК может являться аналогом будущего состояния других ГК и, таким образом, служить основой прогноза их поведения.

## Глава 5. Предгорно-котловинные и среднегорные ГК

### 5.1. Хронология периодов формирования предгорно-котловинных и среднегорных ГК

На территории высокогорных хребтов и массивов резко континентального района северо-запада Внутренней Азии повсеместно встречаются моренные образования трех генераций, отличающиеся своей морфологией и пространственным распределением, что послужило основой выделения высокогорных, среднегорных и предгорно-котловинных ГК. Вопросы хронологии высокогорных ГК подробно разобраны в главе 4. Хронологическая привязка двух других типов, относящихся к более древним эпохам, информация по которым носит значительно менее подробный и полный характер, является более затруднительной.

На протяжении длительного времени основой большинства палеогляциологических построений служила альпийская шкала и соотносимые с ними региональные шкалы. Так в Западной Европе и Европейской России выделяют единое вюрмское (валдайское) оледенение, продолжительность которого оценивается от 70 тыс. лет по минимальным оценкам до 105 тыс. лет по максимальным, распадающееся на два мегастадиала (ранне- и поздневюрмское), разделенные мегаинтерстадиалом с возрастом порядка 23,5-50 тыс. лет [63]. В пределах раннего мегастадиала насчитывают от трех до пяти-шести стадиальных образований, а в пределах позднего обычно семь-восемь. На равнинах севера Сибири в позднем плейстоцене вюрмской ледниковой эпохе соответствуют два оледенения - раннее зырянское (в среднем 50-100 тыс. лет назад) и позднее сартанское (в среднем 10-22 тыс.л.н.), разделенные каргинским межледниковьем или межстадиалом (20-55 тыс. лет назад). Следует отметить, что большинство исследователей к настоящему моменту отказалось от использования классической альпийской шкалы с четырехкратными оледенениями, хотя до недавнего прошлого названия ледниковых эпох использовались в качестве альтернативы региональным шкалам в случае множественности последних, например на Алтае ([20], [152]).

На Алтае за весь период его исследования не выработалось единого представления о количестве и масштабе оледенений, что привело к появлению множества стратиграфических схем. До сих пор однозначно доказанным можно считать оледенение в позднем плейстоцене, но и здесь одни исследователи выделяют единое оледенение [60], [122], [132], [11], [20]; другие – [16], [51], [149], [164], [207] -два отдельных оледенения.

Значительно затрудняют использование региональных шкал множественность названий ледниковых событий позднего плейстоцена, фактически каждый автор использует собственное название (табл. 51).

Таблица 51. Обзор существующих представлений о плейстоценовых оледенениях Алтая.

Автор	Оледенения или стадиалы позднего плейстоцена	
Нехорошев [117]	Горно-долинное (II оледенение)	
Тюменцев [183]	IV оледенение	
Сперанский [164]	Чуйское	Кокузекское
Рагозин [131]	IV вюрмское оледенение	Стадии распада вюрмского оледенения
Щукина [206]	Аккемское	Майминское (с двумя стадиями)
Щукина [207]	Чибитское	
		Менский стадиал
Лунгерсгаузен [90]	Постмаксимальное (горно-долинное с рядом стадий)	
Раковец, Шмидт [132]	Постмаксимальное (последнее)	
Селиверстов [155]	Катонское	Кинжирское
Девяткин [51]	Первое постмаксимальное	Второе постмаксимальное
Ефимцев [60]	Последнее оледенение	Стадии последнего оледенения
Ивановский [69]	Последнее	
	I-IV фазы	V-VI фазы
Богачкин, Раковец [10]	Верхнечетвертичное (чибитское)	
Свиточ, Ильичев, Фаустов [144]	Горно-долинное	
Щербакова [204]	Первое постмаксимальное	Второе постмаксимальное
Свиточ, Хорев [143]	Позднеплейстоценовое	
		Стадии деградации оледенения
Богачкин [11]	Позднечетвертичное	
	I фаза	II фаза
Ивановский [4]	Вторая (вюрм) стадия	Третья (Мультинская) стадия
Окишев [122]	Первый мегастадиал	Второй мегастадиал
Бутвиловский [20]		Поздnevюрмское
МСК [191]	Чибитское	Аккемское

Не существует единого взгляда на то, когда в позднем плейстоцене происходило наибольшее наступание ледников. Согласно П.А. Окишеву [122] [124], максимум происходил



между 32 и 58 тыс. лет назад и имел место в первом мегастадиале, оледенение второго мегастадиала было меньше. В.С. Шейнкман [200], [201] датирует пики оледенения гор Сибири соответственно 115, 72, 47 и 25 тыс. лет назад, также относя максимальный надвиг ледников к зырянскому времени (Вюрм 1). При этом, по его данным, это оледенение началось около 100 тыс. лет назад и продолжалось примерно 50 тыс. лет, причем ледники последующего сартанского оледенения были существенно короче (от 1/3 до 1/2 их длины) своих предшественников. Б.А. Борисов [16] по данным опорного разреза Чаган-Узун датирует чибитское оледенение  $58 \pm 6,7$  тыс. лет назад, предполагая меньшие размеры по сравнению с ним аккемского оледенения на территории Горного Алтая. Н.Н. Михайлов [101] также относит максимальное развитие ледников к первой половине позднего неоплейстоцена. Ряд исследователей (Ефимцев [60]; Раковец и Шмидт [132], Богачкин [11]) рассматривает ледниковый максимум второй половины позднего неоплейстоцена как одну из стадий деградации единого позднеплейстоценового оледенения.

Однако некоторые авторы считают, что наибольшего распространения ледники достигали на Алтае в конце позднего неоплейстоцена. В.В. Бутвиловский [20] относит максимум плейстоценового оледенения Алтая к периоду 18-20 тыс. лет назад (позднему вюрму), что хорошо синхронизируется с максимумами материковых оледенений.

Имеются существенные расхождения и во взглядах на время максимума последнего ледникового надвига. В.С. Шейнкман относит сартанское оледенение к периоду 16-26 тыс. лет назад [201], причем его максимум происходил 20-25 тыс. лет назад. В.В. Бутвиловский [20] датирует ледниковый максимум 18-20 тыс. лет назад, что хорошо синхронизируется с максимумами материковых оледенений. П.А. Окишев полагает, что наибольший надвиг ледников происходил позднее, около 13-13,3 тыс. лет назад [122] [124].

Нет единства во взглядах на теплый интервал, разделявший ледниковые события первой и второй половины позднего неоплейстоцена. На Алтае имеются датировки, свидетельствующие об относительно теплом климате 25-35 тыс. лет назад [16]; [134]. Некоторые авторы рассматривают этот период как межледниковье [49], [149], некоторые как мегамежстадиал [122], [124].

Помимо множественности существующих взглядов и региональных шкал проблемой является то, что разные исследователи создавали эти шкалы в разных местоположениях, что затрудняет их корреляцию и привязку к глобальным событиям.

В последние годы определение кислородно-изотопного состава фораминифер в глубоководных осадках, дающее возможность оценить изменения объемов наземных ледников, наряду с палеомагнитными датированием выявило чередование многочисленных холодных и теплых эпох, известных как морские изотопные стадии (marine isotope stages, MIS). В связи с

появлением морской изотопной шкалы, стали предприниматься попытки сопоставления ледниковых периодов, выявленных морфостратиграфическими методами с холодными стадиями шкалы MIS.

В 2007 г. МСК была принята схема корреляции 18 ступеней неоплейстоцена со стадиями кислородно-изотопной шкалы (табл. 52). В соответствии с принятой схемой корреляции, ледниковые горизонты верхнего неоплейстоцена на Алтае соответствуют 4 изотопной стадии (71-57 тыс. л.н.) и 2 изотопной стадии (24-11 тыс.л.н.), разделяющий их теплый период – 3 изотопной стадии (57-24 тыс.л.н.)

Таблица 52. Схема корреляции 18 ступеней неоплейстоцена со стадиями кислородно-изотопной шкалы (на основе [191]).

Общая стратиграфическая шкала (МСК, 2007)					Кислородно-изотопная шкала (Bassinot et al., 1994)		Западная Сибирь (МСК, 2000)	Алтае-Саянская область (МСК, 1981)					
Система	Надраздел	Раздел	Звено	Ступень	Изотопная стадия	Возраст границ изотопных стадий, тыс. лет.							
	Голоцен				1		современный	голоценовый					
четвертичная	Плейстоцен	Неоплейстоцен	верхнее	4	2	11	сартанский	аккемский					
				3	3	24							
				2	4	57							
				1	5	71							
			среднее	6	6	127			тазовский	чуйский			
				5	7	186							
				4	8	242							
				3	9	301							
				2	10	334							
				1	11	364							
				нижнее	8	12					427	шайтанский	куюсский
					7	13					474		
			6		14	528							
			5		15	568							
				4	16	621			талагайкинский	телецкий			

				3	17	659			
				2	18				712
				1	19				760
		Эоплейстоцен	верхнее		20-35	787	кочковский	бережковский	
					36-64				

Схожая схема корреляции ледниковых интервалов и кислородно-изотопных стадий была предложена китайскими исследователями для горных районов Китая (табл. 53), включая западный макросклон Монгольского Алтая, непосредственно, граничащий с районом моего исследования. [255].

Таблица 53. Хронология ледниковых интервалов на территории Китая и их корреляция с кислородно-изотопной шкалой [255], перевод с англ.

MIS (SPESMAP etc/)	Хронология оледенений Китая	Гималаи и плато Тибет	Тянь-Шань и Алтай	Восточный Китай
1	1. Голоценовые колебания, преимущественно дегляциация	М.л.э., неогляциальное наступание (после 4 тыс.л.н.) Морена Ронгбук, отступление середины голоцена, раннеголоценовое наступание	М.л.э., Неогляциальное наступание (после 4 тыс.л.н.) Морена Тугайбиелики, отступление середины голоцена, раннеголоценовое наступание, событие позднего дриаса	Отсутствие ледников

MIS (SPESMAP etc/)	Хронология оледенений Китая	Гималаи и плато Тибет	Тянь-Шань и Алтай	Восточный Китай
2	2. Дегляциация после 16 тыс.л.н., последний ледниковый максимум между 16 и 30 тыс.л.н.	Оледенение Джомолунгма II (стадия Ронгбук), оледенение Гонга ( <sup>14</sup> C 19,7 тыс. л.н.)	Оледенение Поченгтзи, Оледенение Верхний Вангфен, (AMS <sup>14</sup> C 17- 23 тыс.л.н.) в Тянь- Шане, Канасское оледенение на Алтае	Оледенение Дали II (16 тыс.л.н.) в Юго-Западном Китае, Оледенение Тайбэй 2 (TL 19 тыс.л.н., ESR 23,7 тыс. л.н.) в Центральном Китае, Сталия Шиуан (TL 14- 19 тыс.л.н.)
3	3а теплый интерстадиал	Большая Озерная Стадия (30-40 тыс.л.н.), юго- восточный Тибет <sup>14</sup> C 36 тыс.л.н.	Большая Озерная Стадия (30-40 тыс.л.н.)	
	3б холодный интерстадиал	Ледниковое наступление тиль Чжифанг Киао, южный Алтынтаг, <sup>3</sup> He 41- 44 тыс.л.н.	Тиль Хариса в верхней части долины Урумчи, ESR 46 тыс.л.н.	Стадия Шанцзянь (TL 44 тыс.л.н. на) Тайване
	3с теплый интерстадиал			

MIS (SPESMAP etc/)	Хронология оледенений Китая	Гималаи и плато Тибет	Тянь-Шань и Алтай	Восточный Китай
4	4. Ранняя стадия последнего оледенения	Мощная кора выветривания у высокой латеральной морены в долине Ронгбук, 60-72 тыс.л.н.	Нижний тилль Вангфенг, ESR 58-72 тыс.л.н.	Оледенение Тайбэй I. ESR 60,5, Оледенение Дали I, 57,6 тыс.л.н.
5 a, 5 b, 5 c, 5 d, 5 e	5. Последний интергляциал	Высокая озерная терраса 78-91 тыс.л.н., озеро Тяньшуйхай 145-74 тыс.л.н.	Третий слой озерных отложений в бассейне Чайвопу, U 120-75 тыс.л.н.	

К настоящему моменту накоплен значительный массив датировок по позднему неоплейстоцену в Алтайском регионе (табл. 54). К сожалению, различия в методах датирования не позволяют соотнести все датировки. Например, первая половина позднего неоплейстоцена преимущественно охвачена термолюминесцентными датировками, а вторая - радиоуглеродными. Вопрос о возможности их корреляции и установлении точных временных привязок оледенений и межледниковий довольно сложен и не является задачей данной работы. Однако объем информации достаточен, чтобы приблизительно ориентироваться в хронологии и последовательности палеогеографических событий на Алтае.

Таблица 54. Датировки, использованные при временной привязке максимума оледенения MIS-4 и последующего межледниковья (интерстадиала) MIS-3.

а) Термолюминесцентные (TL) и наноциклитные (НЦ) датировки.

Местоположение образца	Характеристика образца	Датировка (тыс. л.н.)	Метод	Источник	Палеогеографическая интерпретация отложений авторами
верховья р. Кобдо у сомона Улан-Хус	ленточные глины	103±9,5	TL	Девяткин, [49]	трансгрессия
низовья р. Чаган-Узун	конечная морена	90±12	TL	Шейнкман, [201]	наиболее древняя из морен зырянского комплекса - начало оледенения
озеро Хиргис	озерные отложения	90±10 76±9	TL	Девяткин, [49]	трансгрессия периода зырянского оледенения
низовья р. Чаган-Узун	морена	80±10	TL	Шейнкман, [199]	средняя часть морены зырянского (чибитского) оледенения
озеро Хиргис	озерные отложения	63±8	TL	Девяткин, [49]	трансгрессия периода зырянского оледенения
низовья р. Чаган-Узун	интерстадиальные осадки под мореной	61±7 58±7	TL	(Шейнкман, 1993)	морена - самая верхняя (молодая) в зырянском комплексе - окончание оледенения
низовья р. Чаган-Узун	интерстадиальные осадки под мореной	59,4±9,8	НЦ	Шейнкман, [201]	морена - самая верхняя (молодая) в зырянском комплексе - окончание оледенения

Местоположение образца	Характеристика образца	Датировка (тыс. л.н.)	Метод	Источник	Палеогеографическая интерпретация отложений авторами
долина р. Чаган-Узун	моренные отложения	58±6,7	КТЛ	Борисов, Минина [16]; Свиточ, Фаусов, [142]	максимум чибитского оледенения
долина р. Чаган-Узун	ленточные глины	32	ТЛ	Борисов, Минина [16]; Свиточ, Фаусов, [142]	отложения второго позднечетвертичного (бельтирского) межледниковья
озеро Хиргис	озерные отложения	26±3	ТЛ	Девяткин, [49]	конец межледниковья - начало сартанского оледенения
озеро Акколь	осадки моренно-подпрудного озера, лежащего на морене	18±1,5	ТЛ	Шейнкман, [201]	озеро подпружено мореной сартанского возраста
в устье р. Куэхтонара	пески подпрудного бассейна перед сартанской мореной	14,5±1,5 13,5±1,5		Шейнкман, [199]	сартанское оледенение
долина р. Чуя	ископаемые осадки бывшего подпрудного озера перед конечной мореной Куэхтанарского ледника	14±2 12±2	ТЛ	Шейнкман, [201]	морена относится к сартанскому оледенению

## б) Радиоуглеродные датировки.

Местоположение образца	Характеристика образца	Датировка (тыс. л.н.)	Источник	Палеогеографическая интерпретация отложений авторами
разрез Беле	озерные пролювиальные отложения горизонтами мореноподобного типа (средняя часть)	и с 30,05±0,435	Бутвиловский, и др. [19]	межледниковые отложения каргинского времени
разрез Беле	озерные пролювиальные отложения горизонтами мореноподобного типа (кровля)	и с 27,06±0,85	Бутвиловский, и др. [19]	межледниковые отложения каргинского времени
долина р. Чаган-Узун	ленточные глины	25,3±0,6	Борисов, Минина [16]; Свиточ, Фаусов, [142]	Начало деградации оледенения (Свиточ) отложения второго позднечетвертичного (бельтирского) межледниковья (Борисов)
массив Монгун-Тайга, долина р. Мугур	древесина	27,5±0,18 25,1±0,16	Ревушкин, [134]	межледниковье
р. Иня	озерные глины	23,25±0,4	Барышников, [6]	ледниково-подпрудные озера
р. Иня.	озерные глины	22,275±0,37	Барышников, [6]	ледниково-подпрудные озера
р. Чаган	морена, карбонатные конкреции в линзах алевритов	20,84±0,16	Бутвиловский [139]	ледниковое наступание



Местоположение образца	Характеристика образца	Датировка (тыс. л.н.)	Источник	Палеогеографическая интерпретация отложений авторами
р. Иня	озерные глины	20,25±0,24	Бутвиловский [20]	ледниково-подпрудные озера
р. Чаган	карбонатные конкреции в озерно-ледниковых отложениях	20,29±0,25	Бутвиловский [139]	холодный климат (по пыльцевым спектрам)
р. Чаган	карбонатные конкреции в озерно-ледниковых отложениях	19,25±0,145	Бутвиловский [139]	холодный климат (по пыльцевым спектрам)
р. Абай	череп бизона в обнажении основной морены	18,59±0,345	Галахов, Русанов [31]	захоронение заключительной стадии наступания ледника
верховья р. Бия	флювиогляциальные моренные, озерно-ледниковые осадки	16,12±0,08 15,27±0,06 14,98±0,07	Борисов [15]	отложения максимума позднеюрмского оледенения
озеро Ачит-Нур	донные осадки, смена кластических отложений органическими	11,5±1,18	Севастьянов [87]	потепление
оз. Даба (Хангай)	смена серо-голубых глин органическими осадками	11,18± 0,12	Севастьянов [87]	потепление
оз. Дод (Прихубсугулье)	смена серо-голубых глин органическими осадками	11,275± 0,15	Севастьянов [87]	потепление
оз. Ачит-Нур	донные осадки, смена кластических отложений органическими	11,5±1,18	Севастьянов [87]	потепление

Местоположение образца	Характеристика образца	Датировка (тыс. л.н.)	Источник	Палеогеографическая интерпретация отложений авторами
ур. Ештыкколь	суглинки с прослоями растительного детрита в основании	10,845±0,08 10,96±0,05	Бутвиловский [20]	потепление
лог Токарева (басс. р. Чарыш)	Массовый сбор теплолюбивых раковин	10,2±0,09	Бутвиловский [20]	окончание позднедриасового похолодания

К сожалению, большинство приведенных датировок относится не к территории резко континентального района Внутренней Азии, а к смежным с ним более гумидным районам Русского Алтая. По мнению автора, ключевыми для привязки времени формирования предгорно-котловинных и среднегорных ГК являются данные по озерным трансгрессиям в Котловине Больших Озер, дающие информацию о времени ледниковых наступаний и многочисленные находки погребенной древесины в массиве Монгун-Тайга, дающие возможность датировать теплые интервалы времени.

Согласно мнению Е.В. Девяткина в межгорных котловинах Монголии - «каждому ледниковому циклу в горах в общем соответствует трансгрессивный уровень озерной аккумуляции, а межледниковому- регрессивная фаза. Периоды плювиальности, отраженные в спорово-пыльцевых спектрах озерных отложений, отвечают самому концу межледниковья и началу оледенения, несколько опережая максимум развития ледниковых процессов в горах» ([50], с. 26). При этом тот же автор дает следующие оценки изменения количества осадков: пишет (там же, с. 27), «что плювиальные периоды характеризовались увеличением осадков во впадинах до 300 мм, в предгорьях - не менее 500-600 мм и отличались меньшей континентальностью климата».

По данным [108] в течение позднего плейстоцена во впадинах Котловины Больших озер дважды наблюдался разлив озерных вод: 60-70 и 25-18 тыс. л.н. Здесь же высказывается мнение, что трансгрессии приходились на начало и первую половину ледниковых стадий, что обуславливалось как уменьшением испарения при похолодании, так и увеличением влажности климата. Дополнительный пик обводнения в конце каждой ледниковой стадии могло давать таяние ледников, когда количество осадков также могло возрасти за счет увеличения испарения с поверхностей местных водоемов. Вероятно, этот пик обводнения имел меньшие по сравнению с первой половиной ледниковой стадий масштабы.

Согласно Л.Н. Ивановскому [68] увеличение стока рек при таянии ледников позднеплейстоценового максимума составляло не более 10% по сравнению с их современным стоком. По расчетам Т.Н. Кузнецова [108] полное стаивание ледников Монгольского Алтая увеличивало бы сток рек всего на 15-20%.

Для определения времени потеплений могут использоваться радиоуглеродные датировки остатков древесины, найденных в массиве Монгун-Тайга (табл. 55). В 1995 году экспедицией Санкт-Петербургского университета среди незадернованных морен в долине р. Правый Мугур на высоте 2910 м были найдены образцы древесины [192]. В период 1999-2007 гг. в той же долине неоднократно делались повторные находки на высотах 2900-3000 м.

Таблица 55. Датировки ископаемой древесины массива Монгун-Тайга.

Местоположение образца	Высота, м	Датировка	Метод	Индексы
Долина р. Правый Мугур	2915	57810±(≥1820)	<sup>14</sup> C	ЛУ-3666
		56170± (≥1821)	<sup>14</sup> C	ЛУ-3667
		≥48800± (≥1822)	<sup>14</sup> C	ЛУ-3668
Долина р. Правый Мугур	2900-3000	≥50070	<sup>14</sup> C	ЛУ-4434
		≥49940		ЛУ-4436
Долина р. Правый Мугур	3000	39300±700 43500±500 cal BP	<sup>14</sup> C	ЛУ-58225

Обнаружение древней древесины среди морен малой ледниковой эпохи может служить доказательством как соприкосновения моренных выбросов различных стадиялов, так и зарастания древних морен лесной растительностью при значительном сокращении ледников. Современная высота верхней границы леса на 600-700 м ниже высоты места находки. Приняв разницу между средневзвешенной высотой фирновой границы на ледниках склона, где была сделана находка, и высотой верхней границы леса постоянной, и, предположив смещение вверх на 600 м фирновой границы в рассматриваемый период относительно ее современной высоты (3350 м), для существования оледенения оставался вертикальный диапазон около 100 м. Учитывая также возможность сноса древесины с более высокой точки, можно предположить еще более значительное сокращение ледников в массиве в данный период, или даже полное их отсутствие. С другой стороны, возможное последующее активное поднятие высокогорной части массива могло привести к завышению оценки подъема верхней границы леса. В любом случае произрастание леса на высотах, как минимум не меньших, чем в настоящее время, говорит о межледниковых условиях.

Другая находка древесины в массиве Монгун-Тайга в верховьях реки Мугур была сделана А.С. Ревушкиным на высотах 3300 м и 2800 м, ее радиоуглеродный возраст которой составил соответственно 27,5 и 25,1 тыс. лет [134]. При аналогичном допущении смещения фирновой границы, ее высота превышала максимальную высоту массива. Однако вызывает сомнение высота находки 3300 м. Согласно описанию древесина была обнаружена на конечной морене одного из последних наступаний ледников (т.е. ниже современных концов ледников). Однако в верховьях реки Мугур нижние концы ледников лежат ниже 3060 м, соответственно морены последних наступаний ледников находятся еще ниже. Высота же 3300 м соответствует участкам ледораздельных гребней. Вероятно, истинная высота находки около 2800 м. При подобной высоте верхней границы леса можно говорить о сохранении межледниковых условий в данный период.

С учетом приведенных выше расчетов и анализа датировок, можно предположить, что период 57-25 тыс. лет назад являлся межледниковьем, что вполне соответствует схеме, принятой МСК. При этом в межледниковье могли происходить неоднократные наступания ледников, однако моренные отложения того периода, вероятно, были уничтожены или перекрыты моренами последующего оледенения, что препятствует возможной реконструкции данных стадий. Соответственно, предгорно-котловинные ГК формировались ранее 57 тыс.л.н., среднегорные- после 25 тыс. л.н.

В последнем случае мы можем также приблизительно оценить время окончания оледенения, используя уже упомянутые в главе датировки древесины, найденной также в массиве Монгун-Тайга:  $10380 \pm 200$  (СОАН 8116) и  $6260 \pm 90$  (СОАН 8117) [110], а также датировки другой находки в этом же массиве: радиоуглеродный  $8140 \pm 80$  лет и календарный  $9120 \pm 110$  лет (ЛУ-6949).

## 5.2. Реконструкции оледенения в периоды формирования предгорно-котловинных и среднегорных ГК

### 5.2.1. Горный массив Монгун-Тайга

Наиболее детально особенности пространственного положения ГК определены автором для горного массива Монгун-Тайга. Составленная схема (рис. 125) создавалась на основе полевых материалов 1988-2013 гг., дешифрирования АФС массива середины 1960-х и современных космических снимков высокого разрешения, при этом учитывалось пространственное положение конечных боковых и основных морен, плеч трогов, цирков и каров, ригельных уступов и озерных ванн.

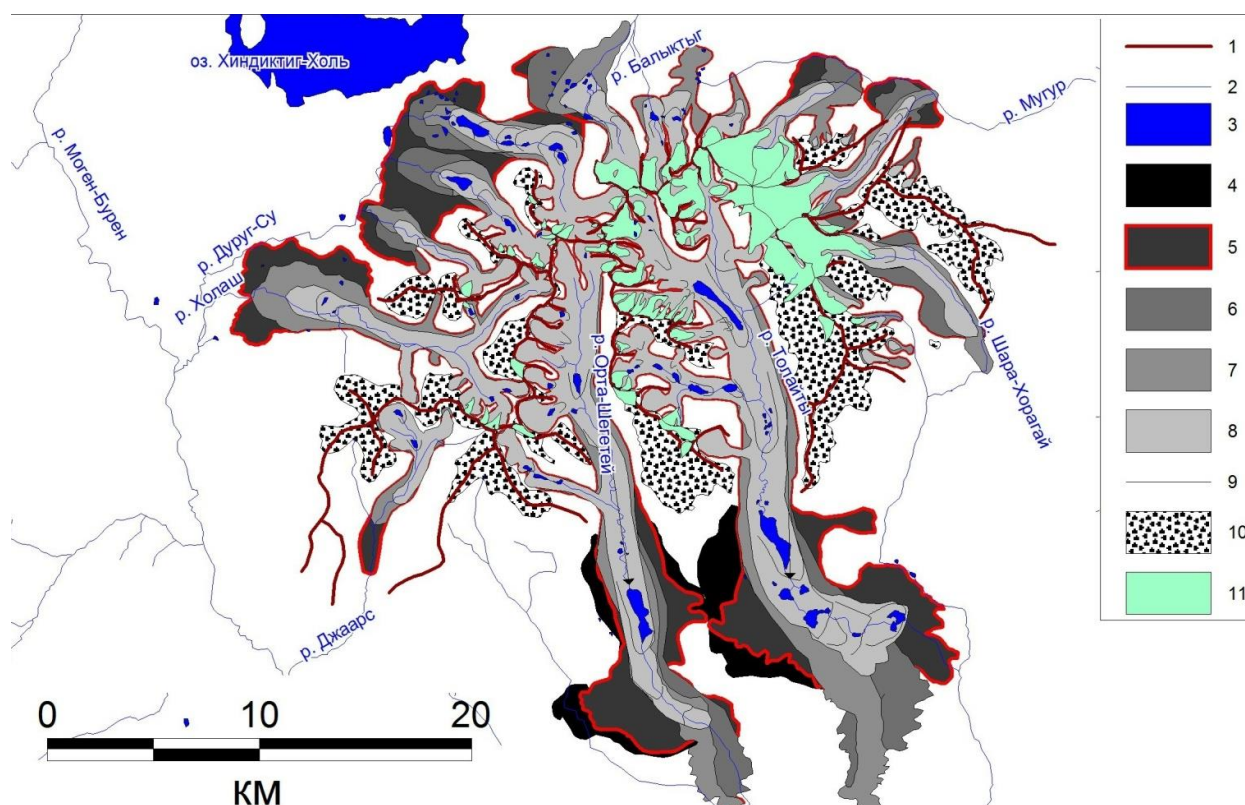


Рисунок 125. Схема расположения ГК массива Монгун-Тайга. Условные обозначения: 1- водоразделы, 2- реки, 3- современные озера; предгорно-котловинные ГК: 4- ГК первой стадии оледенения MIS 4, 5- ГК второй (максимальной по площади ледников) стадии оледенения MIS 4, 6- ГК третьей стадии оледенения MIS 4, 7- ГК четвертой стадии оледенения MIS 4; среднегорные ГК: 8- ГК оледенения MIS-2, 9- наиболее четко выраженные стадияльные морены оледенения MIS-2; 10- позднеплейстоценовые ГК малоактивного типа; 11- высокогорные ГК.

Реконструкция ледников массива для разных временных срезов является необходимым условием для выявления условий формирования соответствующих ГК.

Согласно нашей реконструкции, к оледенению MIS-4 относятся моренные комплексы, образующие шлейфы предгорного типа, описанные в первой главе. Синхронизация морен, соответствующих одной стадии, осуществлялась по совокупности признаков: одинаковой степени сохранности и задернованности, мощности моренных отложений, схожести их высотного положения и степени удаления от концов современных ледников, уровней цирков, до которых прослеживаются боковые морены на склонах трогов и их положению относительно плеч трогов.

Кроме того, принималось во внимание, что наиболее крупные стадии, как правило, отличаются наличием ныне существующих моренно-подпрудных озер, зандров, наледей.

Среди морен реконструированных нами стадий оледенения MIS-4 наименее информативны самые ранние, относящиеся к домаксимальной стадии, сохранившиеся лишь в междуречье р. Орта-Шегетей и Толайты после выхода их на равнину. На других участках массива данные отложения были перекрыты второй, максимальной стадией, но в пределах нижних частей этих двух долин после первой стадии, вероятно, имело место врезание долин. За счет этого ледники максимальной стадии, несмотря на большее площадное распространение, залежали на более низких гипсометрических уровнях.

Собственно о ледниках массива в первую стадию можно сказать лишь, что они не очень значительно уступали в размерах ледникам максимальной стадии. Выходя в предгорья и распластываясь, в условиях меньшего, чем в последующие стадии, расчленения рельефа они имели более выраженную тенденцию к слиянию.

Намного более подробная информация о палеооледенении массива была получена нами для последующих стадий. На основе карты максимума оледенения массива масштаба 1:100000 для каждого ледника рассматриваемой эпохи была определены площадь, экспозиция зоны питания и длина. Проведен расчет средних уклонов, относительной ширины (отношение средней ширины ледника к его длине). Кроме того, для реконструкции оледенения массива того времени важно знать положение на ледниках фирновой границы, служащей надежным индикатором климатических условий. Основой расчета высотных положений фирновой границы и ее депрессии послужил метод Куровского [235].

Несколько сложнее было реконструировать параметры палеоледников малоактивного типа, поскольку данные ледники почти не преобразуют рельеф. Основные диагностические признаки для такой реконструкции даны в главе 2. Дополнительным критерием реконструкции таких ледников является высота фирновой границы, Однако напрямую использовать вычисленные значения высоты фирновой границы на соседних ледниках другого морфологического типа (в основном долинных) представляется неправильным, поскольку фирновая граница на ледниках малоактивного типа располагается значительно выше, чем на

ледниках прочих типов. Мы использовали подход, при котором допускалось, что современные (по состоянию на середину 1990-х, когда эта граница наиболее отчетливо фиксировалась на ледниках) различия в высоте фирновой границы на малоактивных и активных долинных ледниках были такими же и в прошлые эпохи. Разность высот фирновой границы на долинных и плосковершинных ледниках варьировала в диапазоне 200-400 м в зависимости от размеров ледника, для самого крупного долинного ледника Восточный Мугур она составила 320 м.

Во вторую (максимальную) стадию оледенения MIS-4 в массиве Монгун-Тайга насчитывалось 49 ледников, их суммарная площадь составляла 516 км<sup>2</sup>. 27 ледников суммарной площадью 107 км относились к малоактивному типу, 19 ледника площадью 409 км<sup>2</sup> - к активному типу. Площадь оледенения бассейна р. Каргы составляла примерно 73 км<sup>2</sup>, площадь оледенения бассейна р. Моген-Бурен – около 443 км<sup>2</sup>. В настоящее время площадь ледников бассейна р. Каргы составляет более 75% от суммарной площади оледенения массива. Это объясняется тем, что бóльшая часть речных долин массива Монгун-Тайга (из которых многие не несут современного оледенения) относится к бассейну Моген-Бурена, тогда как бассейну Каргы принадлежит лишь северо-восток массива. Изменение распределения оледенения по бассейнам к настоящему времени во многом связано с орографией массива - наличием к югу от водораздела рек Каргы и Моген-Бурен горных гребней, к которым в прошлом было приурочено множество ледников, а сейчас имеющих недостаточную для существования оледенения высоту.

Средняя площадь ледников в период максимума оледенения составляла 11,2 км<sup>2</sup>. При этом в массиве были представлены как крупные ледники (площадью до 132 км<sup>2</sup>), так и малые формы оледенения (площадью менее 1 км<sup>2</sup>), приуроченные к участкам с высокой степенью горизонтальной расчлененности рельефа (табл. 56).

Таблица 56. Распределение реконструированных ледников массива в максимум оледенения MIS-4 по площадям.

Площади, км <sup>2</sup>	менее 1	1-5	5-25	более 25
Количество	12	18	12	4
Суммарная площадь, км <sup>2</sup>	4,7	43,2	156,9	311,2

Небольшие (менее 5 км<sup>2</sup>) ледники значительно преобладали по своему количеству, но суммарная площадь их была несравнимо меньше суммарной площади крупных ледников. Как правило, малые ледники того времени - это высоко расположенные малоактивные склоновые и плосковершинные ледники, чья нижняя граница определялась крутыми склонами по периметру поверхностей выравнивания, ограничивавшими их площадь.

В максимум оледенения наибольшую суммарную площадь (свыше 75% всей площади оледенения массива) имели предгорные ледники (табл. 57), они полностью занимали все основные долины массива, выходили из них и растекались, образуя обширные, обладавшие малой динамической активностью лопасти. На северо-западе массива, где предгорья расположены на несколько сотен метров выше, выходявшие из соседних долин потоки льда сливались, образуя почти непрерывный ледяной пояс на протяжении примерно 20 км вдоль массива. Предгорные ледники обладали наибольшей средней площадью и спускались ниже ледников других морфологических типов (до высот 2000-2100 м). При этом они имели большую длину и малые средние уклоны.

Таблица 57. Характеристики реконструированных ледников массива разных морфологических типов в максимум оледенения MIS-4.

Характеристики	Предгорные	Долинные и карово-долинные	Плосковершинные и склоновые
Число	10	9	27
Площадь, км <sup>2</sup>	389,2	20,2	106,6
Средняя площадь, км <sup>2</sup>	38,9	2,2	4,1
Средняя относительная ширина	0,22	0,27	1,99
Средняя длина, км	13,0	2,8	1,7
Средний уклон, °	7	16	10

Долинные и карово-долинные ледники в максимум MIS 4 существовали на сниженных западной и восточной окраинах массива, где в настоящее время оледенение отсутствует. Малый вертикальный диапазон зоны питания ледников не позволял им достигать крупных размеров и спускаться в предгорья.

Наибольшее количество ледников массива относилось к плосковершинному типу, хотя их размеры и суммарная площадь уступали горно-покровным ледникам. Они были приурочены к высоко расположенным поверхностям выравнивания, и представляли собой маломощные снежно-фирновые поля с малой динамической активностью. В наше время сохранился лишь один ледник этого типа (№32), имеющий большую абсолютную высоту (3575-3650 м).

Висячие ледники как обособленные ледниковые образования в этот период в массиве отсутствовали, поскольку склоны большой крутизны, где они могли бы развиваться, в основном были приурочены к центральной, наиболее высокой части массива и оказывались значительно



выше снеговой границы. Поэтому малые ледники здесь превращались в ледниковые притоки более крупных предгорных и долинных ледников.

Поскольку ледники массива в то время состояли из множества ледников, слившихся друг с другом, картина реального распределения оледенения по экспозициям несколько упрощена. Следует отметить, что ряд ледников массива, относящихся к плосковершинному типу, не имели четко выраженной экспозиционной приуроченности, занимая несколько или все склоны куполовидных форм рельефа. Поэтому, чтобы избежать искажений мы исключили из рассмотрения плосковершинные ледники.

Распределение числа ледников по экспозициям в максимальную стадию не имело четко выраженного пика, впрочем, число ледников массива в этот период отражало лишь количество долин на склонах соответствующих экспозиций. Что касается площади оледенения разных склонов (рис. 126), то она отражала как различия в протяженности склонов, так и различия в условиях снегонакопления.

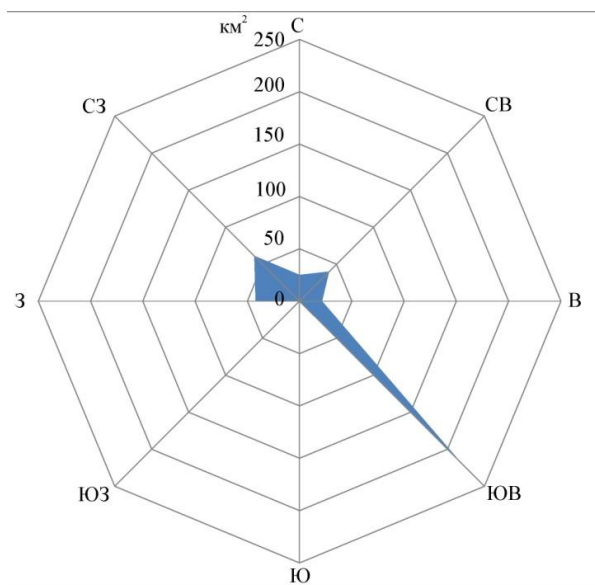


Рисунок 126. Распределение площади реконструированных ледников массива (без плосковершинных) в максимум оледенения MIS-4 по экспозициям.

Оба максимума (юго-восточная и северо-западная экспозиции) были приурочены к противоположным склонам основного водораздела массива на его наиболее протяженном участке, вытянутом с юго-запада на северо-восток. Но при этом оледенение юго-восточного склона более чем в три раза превышало оледенение северо-западного склона, что возможно, связано с подветренным положением последнего и метелевым переносом снега, накапливавшегося на подветренном склоне.

Размещение площадей ледников в наибольшей степени отражает особенности рельефа массива. Так, наибольшее оледенение было приурочено к долинам юго-восточной и северо-западной экспозиций. Фактически, экспозиции ледников определялись общим направлением

долин и преобладающим направлением несущих гребней (с юго-запада на северо-восток), поэтому закономерности экспозиционного распределения ледников максимума оледенения более четко видны при рассмотрении их распределения по речным бассейнам (табл. 58).

Таблица 58. Распределение реконструированного оледенения массива активного типа по речным бассейнам.

Бассейн	Мугур	Шара-Хорагай	Кара-Бельдир	ТТолайты	Орта-Шегетей	Холаш	Дуругсу	Балыктыг
Экспозиция	св	в	в	юв	юв	з	сз	с
Площадь, км <sup>2</sup>	38,7	20,0	4,7	131,7	76,2	42,0	61,2	25,1

Оледенение бассейнов рек Толайты и Орта-Шегетей значительно превосходило оледенение бассейнов рек северо-западной направленности, в еще большей степени - оледенение долин северо-восточной и восточной направленности.

В наше время в массиве по площади главенствуют ледники северо-восточной и восточной экспозиции, относящиеся к бассейнам рек Мугур и Шара-Хорагай, приуроченные к подветренным склонам, при преобладании северо-западного направления влагонесущих атмосферных потоков. Таким образом, современная картина распределения ледников обратна той, что была в максимум оледенения. MIS-4.

Данное явление отмечалось еще В.В. Сапожниковым [141], связывавшим малое развитие ледников севера массива с открытой формой долин притоков реки Каргы и их малой длиной. Ю.П. Селиверстов [152] связывает асимметрию оледенения со спецификой его развития и функционирования, регулируемого главным образом геоморфологическими и гидроклиматическими особенностями. Отметим, что аналогичное явление наблюдается на территории близко расположенного хр. Цаган-Шибэту, где на северных склонах следы очень незначительного оледенения в верховьях трогов, тогда как на южных склонах развиты мощные предгорные моренные лопасти.

Дополнительным свидетельством различий в снегонакоплении на склонах северных и южных экспозиций служат расчеты интенсивности оледенения, т.е. отношения суммарной площади оледенения данного речного бассейна к длине участка, окаймляющего бассейн горного гребня. При расчетах подобного рода большое значение имеют критерии, по которым определяется длина несущего гребня, поскольку возможен как учет только длины основного водораздела, что удобно при рассмотрении большого массива ледников в пределах целого горного хребта, так и учет всех второстепенных небольших гребней, включая стенки каров и цирков. В последнем случае смысл расчета теряется, так как дается характеристика не столько

степени развития оледенения на разных склонах с исключением влияния орографии, сколько степени горизонтальной расчлененности рельефа. Мы выбрали методику, при которой учитывалась длина гребня основного водораздела и водоразделов долин между несущими оледенение цирками.

Анализ результатов расчета (табл. 59) показывает, что значения интенсивности оледенения для бассейнов рек юго-восточной экспозиции (Толайты и Орта-Шегетей) в 2-3 раза превышают аналогичные значения для других бассейнов. Из общей закономерности несколько выбивается ледник Западный Балыктыг, оледенение которого сравнительно мало обеспечено горными гребнями. Развитие здесь в прошлом непропорционально крупного ледника связано с большой высотой северного подножья массива (2500-2600 м), что соответствует уровню средневзвешенной высоты фирновой границы на ледниках массива в MIS 4 и всего на 100-200 м ниже границы питания на ледниках северного склона массива. Растекаясь на данном уровне, языки ледников оставались в области низких температур, а, следовательно, малой абляции, что объясняет их значительные площади. Фактически, оледенение на данном участке массива по своим характеристикам приближалось к покровному типу. Широкое развитие здесь по периферии образований оледенения MIS-4 более древних, возможно среднеплейстоценовых морен свидетельствует о высокой вероятности того, что при максимальном в плейстоцене развитии оледенения северные предгорья массива оказывались в пределах зоны питания ледников, почти смыкаясь с ледниками Джулукульского ледоёма.

Таблица 59. Интенсивность оледенения речных бассейнов массива в максимум оледенения

Речной бассейн или название ледника	Интенсивность оледенения, км <sup>2</sup> /км
Западный Балыктыг	3,8
Правый и Восточный Балыктыг	2,1
Западный Мугур	0,8
Правый Мугур	2,1
Восточный Мугур	1,6
Шара-Хорагай	2,9
Кара-Бельдир	1,0
Толайты	4,5
Орта-Шегетей	4,3
Джаарс	1,1
Холаш	2,0
Дуругсу	2,9

Результаты осреднения для массива значений интенсивности оледенения по склонам разной экспозиции представлены на рис. 127. Поскольку использование нами относительного показателя (интенсивности оледенения) должно нивелировать влияние различной

протяженности склонов разной экспозиции, возможно следующее объяснение наличия основного максимума на юго-восточных склонах и второстепенного - на северо-западных. В эпоху максимума оледенения основное направление влагонесущих потоков было не юго-западное, как в настоящее время, а северо-западное. Наветренные склоны получали наибольшее количество твердых осадков, однако максимальная их аккумуляция имела место на подветренных юго-восточных склонах за счет метелевого переноса. Напротив, наименьшая аккумуляция снега происходила на склонах, параллельных влагонесущим потокам, т.е. юго-западным и северо-восточным.

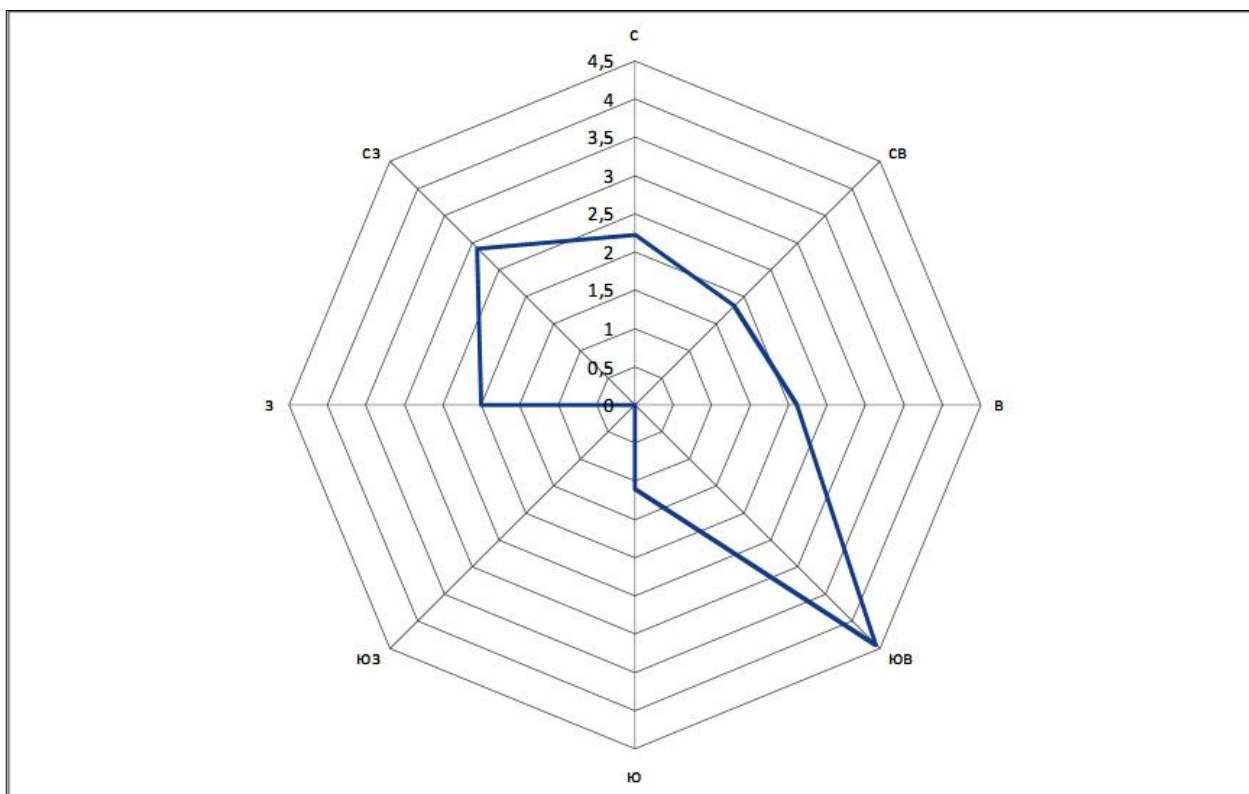


Рисунок 127. Распределение интенсивности оледенения ( $\text{км}^2/\text{км}$ ) массива Монгун-Тайга в максимум MIS 4 по экспозициям несущих гребней.

Вертикальный диапазон оледенения в рассматриваемую эпоху был весьма значителен и достигал 1970 м (при сохранении современной гипсометрии), т.е. почти в два раза больше современного. Ниже всего (до высоты 2000 м) спускался единый ледник долины реки Орта-Шегетей, наибольший вертикальный диапазон среди ледников массива составлял 1850 м (ледник Толайты).

Высотное положение концов ледников (табл. 60) характеризуется некоторой асимметрией. При этом высота концов ледников зависела во многом от их морфологических типов.

Таблица 60. Положение нижних границ реконструированных ледников максимума оледенения.

Диапазон высот, м	1900- 2100	2100- 2300	2300- 2500	2500- 2700	2700- 2900	2900- 3100	3100- 3300	3300- 3500
Количество ледников	1	4	3	9	8	20	0	1

Наибольшее число ледников (20) имело нижнюю границу в диапазоне высот 2900-3100 м - это были, как правило, относительно небольшие ледники плосковершинного типа. Данный четкий максимум связан с тем, что именно в этом интервале высот находится нижняя граница большей части широко распространенных в массиве поверхностей выравнивания. Ниже 2500 м опускались лишь крупные долинны и предгорные ледники.

Примечательно, что направление ледников долин Толайты и Орта-Шегетей соответствовало направлению самих главных долин, что позволяло ледникам спускаться особенно низко. Ледники же севера массива - Дуругсу, Трубауш, Мугур были, наоборот, перпендикулярны направлению основных долин, что создавало эффект подпруживания и ослабляло динамическую активность ледников. Определенную роль играло и то, что ледники севера массива выходили в предгорья на больших высотах, чем ледники юга массива. Растекаясь, они быстро теряли динамическую активность и становились менее мощными, что не способствовало их продвижению.

Особый интерес представляет ледник Селиверстова, расположенный на востоке массива. В оледенение MIS-4 этот ледник не имел возможности опускаться низко из-за сложной формы долины, которая на своем протяжении несколько раз резко меняет направление (с восточного на юго-восточное, а затем на юго-западное). Вероятно, впрочем, что ущельеобразный участок долины р. Шара-Хорагай выше слияния последней с р. Кара-Бельдир был выработан уже после этого оледенения, поскольку его морена (как и более древняя, возможно среднеплейстоценовая) залегают над этим участком на выровненной поверхности, расположенной в междуречье р. Шара-Хорагай и р. Кара-Бельдир на высотах 2800-2850 м. В таком случае в период MIS-4 ледник Селиверстова имел малые уклоны, что и определяло его малую динамическую активность и высокое положение его края.

Согласно нашим расчетам, средневзвешенная высота фирновой границы в период максимума оледенения MIS-4 для ледников массива Монгун-Тайга составляла 2585 м. Современная высота фирновой границы на ледниках массива (по каталогу 1995 г.) - 3390 м, т.е. ее депрессия составляла примерно 800 м. Ниже всего фирновая граница находилась на ледниках предгорного и долинного типов, на каровых ледниках - несколько выше. Наиболее низкое (2415-2645 м) положение фирновой границы наблюдалось на ледниках центра, юго-запада и северо-запада массива (Толайты, Холаш, Орта-Шегетей, Джаарс, Дуругсу). Ледники

северной и восточной частей массива (Западный Балыктыг, Восточный Балыктыг, Правый Балыктыг, Западный Мугур, Правый Мугур, Восточный Мугур, Селиверстова, Кара-Бельдир) имели более высокую границу питания (в основном в пределах 2760-3100 м), что, вероятно, было связано с меньшей врезанностью и длиной долин, что препятствовало концентрации твердых осадков.

Распределение отрицательной разности оледенения ( $Z_{\phi}-Z_{н}$ ) по различным морфологическим типам ледников (табл. 61) отражает различия в диапазоне оледенения этих ледников. Имевшие наибольший диапазон ледники предгорного типа отличались наибольшей разностью оледенения. Ледники долинного и карово-долинного типа, начинавшиеся на меньших высотах и языки которых были выше и не выходили в предгорья, имели, соответственно, меньшие значения  $Z_{\phi}-Z_{н}$ .

Таблица 61. Средние значения отрицательной разности и вертикального диапазона оледенения ( $Z_{\phi}-Z_{н}$ ) различных морфологических типов ледников в максимум оледенения.

Характеристика	Морфологический тип	
	Предгорные	Долинные и карово-долинные
$Z_{\phi}-Z_{н}$ , м	350	255
$Z_{в}-Z_{н}$ , м	1260	635

Согласно нашей реконструкции, мощности крупных предгорных ледников массива, вычисленные по превышению троговых плечиков над днищами долин, в рассматриваемую эпоху достигали 400-450 м (в пределах трогов). Мощности ледниковых лопастей в предгорьях были существенно меньше, вероятно, в пределах нескольких десятков метров. Плосковершинные ледники из-за малой концентрации на них твердых осадков имели малые мощности (несколько десятков метров).

Расчеты объема льда ( $V$ , км<sup>3</sup>) предгорных, долинных и карово-долинных ледников массива производились по формуле Н.В. Ерасова [59]

$$V = 0,027 f^{1,5} \quad (19),$$

где  $f$  - площадь ледника, км<sup>2</sup>.

Тем не менее, в расчеты пришлось вносить поправки, поскольку данная формула хорошо работает для горных долинных ледников, однако дальнейшее увеличение площади при выходе ледников в предгорья не соответствует этой закономерности. Это связано с тем, что за счет растекания мощности ледниковых предгорных лопастей были значительно меньше, чем участки ледников в пределах трогов. Поэтому для ледниковых лопастей проводились

отдельные расчеты, при которых средняя мощность ледников на этих участках условно принималась равной 50 м (величина, полученная на основе анализа высоты фронтальных уступов, характера обтекания льдом положительных форм рельефа).

Кроме того, формула Ерасова не применима к расчетам объема оледенения для ледников малоактивного и переходного типа, имеющим намного меньшую мощность по сравнению с долинными ледниками такой же площади. Как отмечено Д.Ю. Большиановым [12], погребенные в настоящее время ледяные тела полуостровов Ямал и Таймыр не превышают 50-65 м. Соответственно, этот же автор оценивает мощность пассивных ледников прошлого величиной не более 100 м (стр. 192), в противном случае они бы оказывали большее воздействие на рельеф.

Кроме того, мощность малоактивных ледников должна была быть меньше мощности ледниковых лопастей, поскольку последние как бы являлись участками разгрузки ледниковых потоков, собиравших лед с обширной территории, тогда как малоактивные ледники имели преимущественно центробежное направление растекания льда, не способствовавшее его повышенной мощности. Исходя из этих соображений, для расчетов для малоактивных ледников и ледников переходного типа была условно принята величина в 30 м.

Полученные объемы предгорных ледников соответствуют средним мощностям льда 100-300 м, долинных ледников - менее 100 м, что хорошо согласуется с оценками мощностей, сделанными на основе геоморфологических данных. Расчеты Л.Н. Ивановского [68] по Алтаю в целом для максимума позднеплейстоценового оледенения дают среднюю мощность ледников 300 м, отдельные ледники имели мощности до 1000 м и более, причем даже сухая юго-восточная часть Алтая имела ледники, которые в долинах часто превосходили 300 м. Поэтому приведенные в данной работе оценки мощностей ледников массива Монгун-Тайга являются минимальными.

Суммарный объем оледенения массива в период максимума оледенения MIS-4 по нашим расчетам составил  $52,3 \text{ км}^3$ , что примерно в 52 раза больше современного. Объем ледников Алтая в целом в рассматриваемый период превышал современный в 165 раз [68]. Сравнительно малый объем позднеплейстоценовых ледников массива может быть связан с континентальностью климата и малым количеством осадков, а также с преобладанием в рельефе поверхностей выравнивания, способствовавших развитию маломощных ледников плосковершинного типа.

Моренные шлейфы следующей, постмаксимальной стадии по своему характеру схожи с образованиями максимальной стадии. В основном они вложены в морены максимума, однако в некоторых долинах (Балыктыг, Орта-Шегетей, Толайты) надвинуты на них или образуют совместные формы.

Оледенение массива в данную стадию характеризуется меньшими площадями ледников активного типа (суммарная площадь 342 км<sup>2</sup>) и чуть бóльшим их количеством (23). Сохранялась пространственная асимметрия оледенения, проявлявшаяся в том, что ледники южных и юго-восточных экспозиций имели намного бóльшие площади и длины.

Ледники малоактивного типа сохранили прежние размеры, что связано со значительной абсолютной высотой их распространения в массиве. Несмотря на сокращение площадей предгорных ледниковых лопастей, и распада единого предгорного ледника в долине р. Дуругсу, ледники этого морфологического типа по-прежнему преобладали по площадям. В то же время следует отметить изменение формы ледников - уменьшение их относительной ширины, что свидетельствует о начале трансформации наиболее крупных из них из предгорных в долинные (фактически такая трансформация уже произошла для ледника Орта-Шегетей). Поскольку при этом длины ледников изменились незначительно (а местами даже увеличились), а положение границы питания на ледниках согласно нашим расчетам поднялось в среднем всего на 10 м, подобное сокращение площадей ледников связано не столько с уменьшением мощности льда, сколько с перестройкой рельефа. Вероятно, в межстадиале, имевшем место после максимальной стадии происходило интенсивное врезание некоторых долин массива, поэтому во вторую стадию ледники использовали при наступлении эти переуглубленные долины, а в меньшей степени по сравнению с максимальной стадией растекались по плоским водораздельным пространствам. Причиной врезания речных долин в предшествовавшем межстадиале могла быть тектоническая активизация и подъем массива наряду с увеличенным объемом стока, связанным с большими размерами подвергавшихся таянию и отступанию ледники.

Моренные образования наиболее молодой из реконструированных стадий оледенения MIS-4 при сохранении шлейфового характера имеют и существенные отличия от морен более ранних стадий. Имея в большинстве долин меньшее площадное распространение и ширину, они надвинуты, а в долинах рек Толайты и Орта-Шегетей значительно (на 4,5-5 км) выдвигаются дальше, чем более древние морены. В долинах притоков, перпендикулярных направлению рек Мугур и Дуругсу, очевидно, происходило подпруживание ледников, что препятствовало дальнейшему продвижению ледников и перекрытию ими морен предыдущих стадий.

Подобный надвиг стадияльных морен (II фазы) на более древние (I фазы) на юго-восточном Алтае отмечал Л.Н. Ивановский [69]. Данное явление он объясняет тектоническими поднятиями горных хребтов этого района.

Оледенение массива в данную стадию имело почти такую же площадь (310 км<sup>2</sup>), как и в предшествовавшую стадию.



По сравнению с предыдущей стадией, наибольшее сокращение коснулось лопастей предгорных ледников, происходило уменьшение относительной ширины ледников. Ледники Толайты, Селиверстова, Восточный Мугур, Кара-Оюк трансформировались, таким образом, в долинные. Вместе с тем, языки ледников в этих долинах выдвинулись и перекрыли отложения предшествовавших стадий. Наибольшее продвижение имело место у ледников Толайты и Орта-Шегетей, их концы опустились, соответственно, на 290 и 210 м по сравнению с их высотой в максимальную стадию. Наиболее низко в массиве (до 1790 м) опускался ледник в долине р. Орта-Шегетей - это была низшая точка продвижения ледников в оледенение MIS-4. Высотный диапазон оледенения, таким образом, составлял для массива в целом 2180 м, достигая максимального значения 2140 м на леднике Толайты. Высота фирновой границы по сравнению с предыдущей стадией изменений не претерпела.

Помимо уже отмеченной выше тектонической причины активизации ледников массива можно выдвинуть еще ряд версий. Возможно, что уменьшение площади ледника и более низкое высотное положение конечной “лопасти” связано с подвижками ледников в рассматриваемую стадию. Морфологические особенности долины р. Толайты и Орта-Шегетей: достаточно большие площади ледниковых притоков в верховьях долин и их узость (в диапазоне высот 2500- 2350 м) в районе границы питания, - могли приводить к затруднению расхода накопленного вещества и к появлению динамической неустойчивости. Кроме того, большая врезанность долин не могла приводить к перетеканию льда на выровненные поверхности, что наблюдалось в бассейнах других рек.

Временная приуроченность подвижки к более поздней относительно максимума стадии MIS-4 может быть объяснена изменением температурного режима ледника на границе контакта ледника с ложем. Так как на протяжении длительного времени (всего оледенения) мощность ледников в районе границы питания превышала 200 метров, то с течением времени на нижней границе ледника температура могла повыситься до температуры плавления с появлением здесь слоя воды, которая существенно могла уменьшить силу трения и увеличить скорости движения.

Среди причин динамической активности ледников можно рассматривать и возможное потепление климата, которое могло приводить к уменьшению вязкости льда и к увеличению поверхностных скоростей движения.

Следует учитывать и возможное влияние орографического фактора. За длительный период оледенения долина в результате эрозионной деятельности ледника приобретала троговую форму. Это в конечном итоге (без существенного изменения баланса массы) могло способствовать уменьшению сил трения и увеличению скоростей движения.

Подводя итоги проведенных реконструкций оледенения MIS-4 массива Монгун-Тайга можно сделать ряд выводов:

1. в максимум оледенения MIS-4 суммарная площадь ледников массива превышала современную более чем в 25 раз, суммарный объем - в 90 раз, депрессия фирновой границы составляла 800 м;
2. оледенение имело преимущественно предгорный характер, наиболее крупные ледники выходили в предгорья, образуя лопасти. Широко представлены были плосковершинные ледники;
3. центрами распространения ледников являлись не только наиболее высокие хребты центральной части массива, но и периферийные хребты, лишенные современного оледенения;
4. пространственная асимметрия оледенения массива была связана, в основном, с преобладанием влагонесущих атмосферных потоков северо-западного направления;
5. условия существования ледников в реконструированные стадии были схожими, о чем свидетельствуют малые изменения их конфигураций, площадей и высотных положений фирновой границы;
6. сокращение оледенения носило сложный характер, уменьшение площадей ледников иногда сопровождалось их подвижками, при этом имела место постепенная эволюция оледенения от предгорного к долинному типу.

Согласно нашей реконструкции, в **максимальную стадию оледенения MIS-2** (стадия MIS-2 I) оледенение массива Монгун-Тайга было представлено 52 ледниками суммарной площадью около 318 км<sup>2</sup> (рис. 128). К бассейну р. Каргы относилось 10 ледников общей площадью 40,6 км<sup>2</sup>, к бассейну р. Моген-Бурен - 42 ледника общей площадью 277,4 км<sup>2</sup>. Суммарная площадь ледников активного типа составляла 243 км<sup>2</sup>

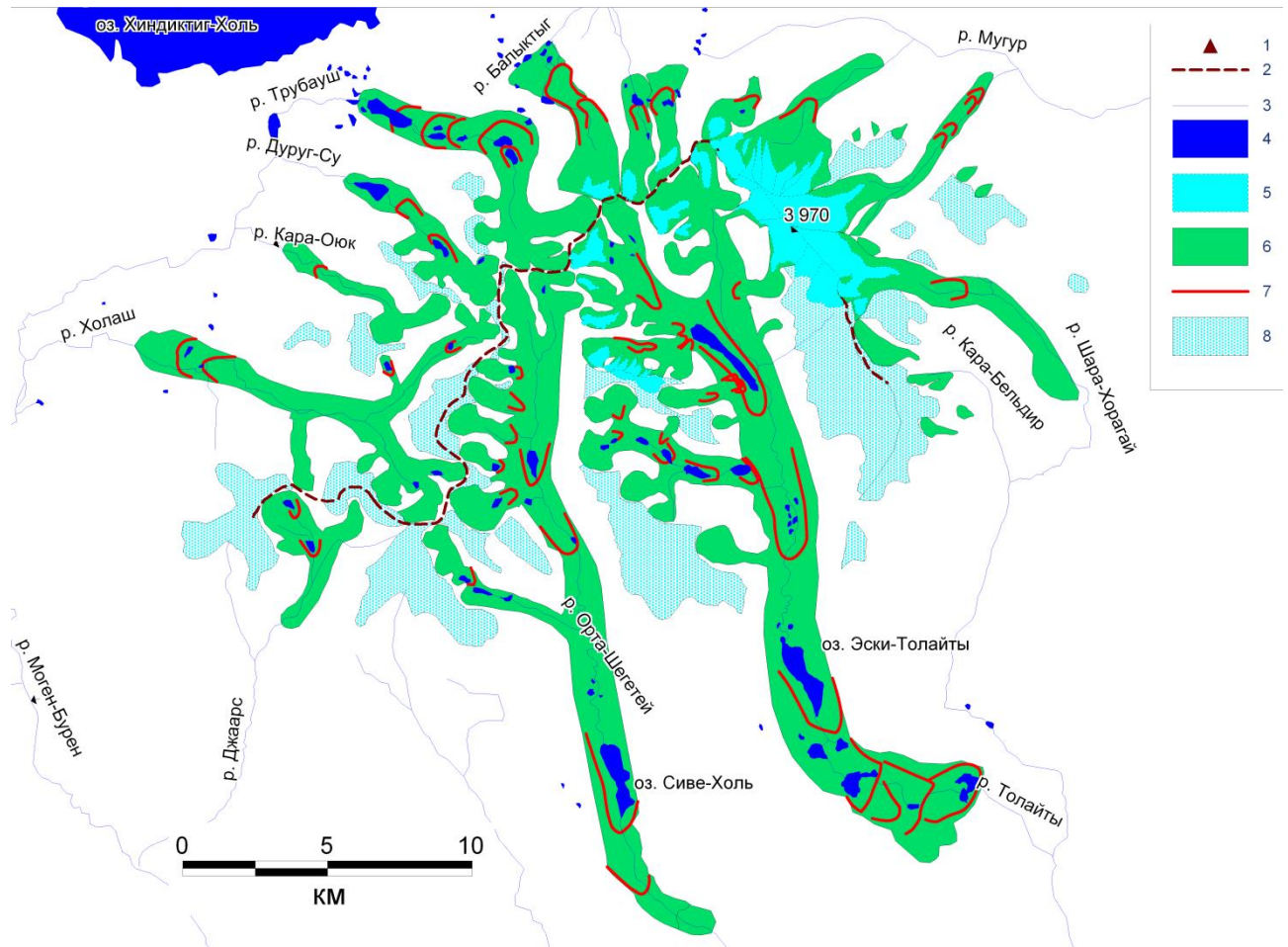


Рисунок 128. Схема реконструированного оледенения MIS-2 массива Монгун-Тайга. Условные обозначения: 1- вершины, 2- главный водораздел массива, 3- реки, 4- озера, 5- современные ледники, 6- долинные и каровые ледники MIS 2, 7-, наиболее четко выраженные постмаксимальные стадии, 8-ледники малоактивного типа.

Средняя площадь ледников в период максимума последнего оледенения составляла 6,1 км<sup>2</sup>. При этом в массиве были представлены как крупные ледники (площадью до 89 км<sup>2</sup>), так и малые формы оледенения (площадью менее 1 км<sup>2</sup>), приуроченные либо к участкам с большими уклонами или большой степенью расчлененности рельефа, либо к низко расположенным карам (табл. 62).

Таблица 62. Распределение ледников массива в максимум MIS 2 оледенения по площадям.

Диапазон площадей, км <sup>2</sup>	менее 1	1-5	5-25	более 25
Количество	20	18	12	2
Суммарная площадь, км <sup>2</sup>	7,2	46,0	130,0	134,4

Наибольшее количественное распространение имели ледники площадью менее 1 км<sup>2</sup>, наибольшей суммарной площадью обладали крупные (более 25 км<sup>2</sup>). Как правило, малые ледники того времени - это высоко расположенные височие и плосковершинные ледники, чья нижняя граница определялась условиями рельефа, ограничивавшими их площадь. Следует отметить, что малые ледники, в силу своих небольших мощностей, незначительно преобразуют рельеф, что затрудняет их последующую реконструкцию. Особенно это касается наиболее древних стадий, так как из-за длительности процессов перемыва и выветривания сохраняются лишь наиболее масштабные ледниковые формы рельефа. Поэтому оценки количества и площадей малых ледников в палеореконструкциях неизбежно занижаются.

С точки зрения морфологии оледенение MIS-2 (Таблица 63) носило долинный характер, хотя на севере массива развивались ледники, по своей морфологии переходные от долинных к предгорным, причем эти переходные формы уступали долинным в размерах и длине. Данное явление связано с тем, что в тот период относительно небольшие ледники севера и северо-запада массива за счет малых длин долин и бóльшей высоты подножий массива, опускаясь до высоты 2450-2400 м, в языковых частях растекались, образуя лопасти. Более же крупные ледники юга массива, имевшие меньшую высоту (до 2280-2215 м) не выходили за пределы вмещающих их долин.

Другим отличием морфологических особенностей ледников максимума MIS-2 от стадий MIS-4 являлось наличие целой серии каровых ледников на северо-восточном макросклоне массива, в бассейне р. Мугур. Кары, в которых базировались данные ледники, заложены вдоль оси разлома, оконтуривающего с северо-востока поверхности выравнивания с высотами 2700-3200. Такое положение каров не случайно, поскольку они нередко закладываются вдоль линий разломов, где породы менее устойчивы к действию нивации. Так, например, глубокие кары в долинах р. Левый Мугур, Правый Мугур, Восточный Мугур, Шара-Хорагай заложены вдоль разлома.

Таблица 63. Распределение ледников массива в максимум оледенения MIS-2 по морфологическим типам.

Характеристики	Переходные к предгорным	Долинные	Карово-долинные	Каровые	Склоновые	Плосковершинные
Число	5	10	2	7	7	21
Площадь, км <sup>2</sup>	41,8	198,0	1,1	2,1	9,0	64,6
Средняя площадь, км <sup>2</sup>	8,4	19,8	0,5	0,3	1,3	3,1
Средняя относительная ширина	0,2	0,1	0,3	0,5	4,1	2,3
Средняя длина, км	6,6	11,0	1,5	0,7	0,9	1,2
Средний уклон, °	9	8	18	23	19	12

Отмеченные каровые ледники в максимум оледенения MIS-2 существовали во многом благодаря питанию метелевым переносом, осуществлявшемся с расположенных выше поверхностей выравнивания, где находились в то время малоактивные плосковершинные ледники. Как было уже отмечено ранее, малоактивные ледники служат своеобразными приемниками-распределителями снега, откуда он потом сдувается в кары и долины, питая расположенные там ледники. Снег, выпадающий на каменную поверхность, либо стаивает, либо, сохраняясь, мало переносится ветром в силу ее шероховатости. На ледяной поверхности плосковершинных ледниках он меньше тает и лучше переносится метелевым переносом. Таким образом, ледники малоактивного типа и нижерасположенные ледниками активного типа составляют единый комплекс (полиморфный), поддерживая их существование. Хорошим примером этого служит отмеченная выше серия каровых ледников на северо-восточном склоне массива, существовавших в максимум оледенения MIS-2, получая дополнительное питание с расположенных на высотах 2700-3200 м малоактивных ледников. В настоящее время эта высота уже недостаточна, для существования там ледников, соответственно исчезли и каровые ледники, лишённые таким образом основного питания. В то же время расчленяющие долины рек Правый Мугур и Восточный Мугур были заняты ледниками также пока существовали данные малоактивные ледники, деградация последних обусловила быстрое отступление языков долинных ледников.

Для изучения неоднородности распределения ледников массива по экспозициям мы исключили из рассмотрения ледники малоактивного типа по тем же причинам, что и для максимума MIS-4. Распределение числа ледников массива по экспозициям (рис. 129) имело четкий пик на юго-восточных склонах, что напоминает картину, отмеченную нами для MIS-4. Вероятно, в максимум MIS-2 климатические условия, в частности, направление влагонесущих потоков, мало отличались от имевших место в максимум MIS-4.

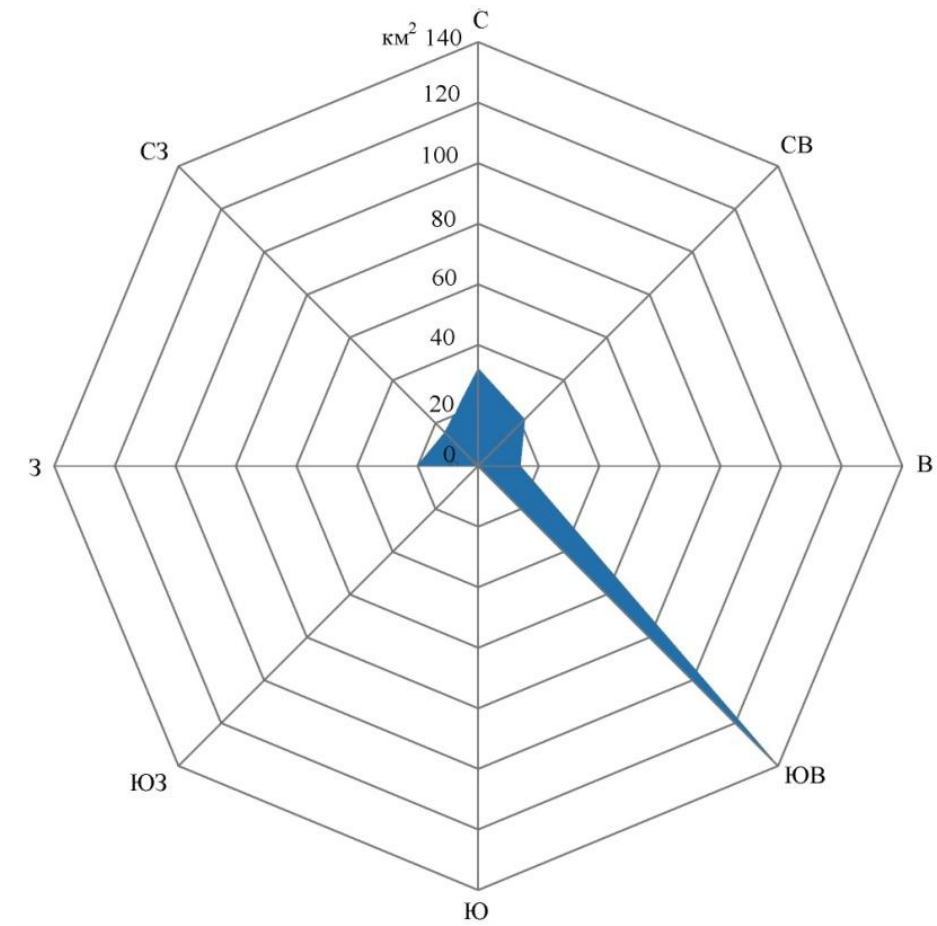


Рисунок 129. Распределение площади ледников в максимум MIS 2 по экспозициям.

Более половины ледников массива имели нижнюю границу в диапазоне 2800-3200 м (табл. 64), в основном это плосковершинные ледники, чья нижняя граница была связана с распределением по высоте в массиве выровненных водораздельных участков, к которым они были приурочены. Ниже всего опускался ледник долины р. Орта-Шегетей (2040 м), однако наибольший вертикальный диапазон оледенения имел долинный ледник Толайты (1690 м). Общий вертикальный диапазон оледенения массива составлял 1930 м.

По сравнению с максимумом MIS-4 не произошло существенного смещения вверх моды в высотном распределении нижних границ, т.к. она в обоих случаях была связана с

плосковершинными ледниками. Положение нижних границ последних определялось расположением в массиве поверхностей выравнивания.

Таблица 64. Высотное положение нижних границ реконструированных ледников максимума оледенения MIS-2.

Диапазон высот, м	2000- 2200	2200- 2400	2400- 2600	2600- 2800	2800- 3000	3000- 3200	3200- 3400
Число ледников	1	4	5	7	13	21	1

Средневзвешенная высота фирновой границы в период максимума MIS-2 для ледников массива Монгун-Тайга по нашим оценкам составляла 2695 м, т.е. на 110 м выше, чем в максимум MIS-4.

Положение границы питания на ледниках постепенно повышалось при движении с запада на восток массива от 2550-2750 м до 3000-3100 м. Эти различия определялись орографической базой оледенения: малой длиной, врезанностью и открытой формой долин северо-востока массива, в то время как на западе массива интенсивность расчленения рельефа значительно выше. Кроме того, восток массива находится в «орографической тени» его наиболее высокой центральной части, что приводит к снижению по мере продвижения к востоку количества осадков, наблюдающееся сейчас и, вероятно, имевшее место и в прошлом. Отметим также, что на ледниках южного макросклона главного водораздела массива граница питания располагалась примерно на 200 м ниже, чем на ледниках северного. Это, вероятно, было связано с подветренным положением южных склонов и дополнительной концентрации на них твердых осадков за счет метелевого переноса.

Распределение по морфологическим типам ледников отрицательной разности оледенения (Zф-Zн) (табл. 65) отражает степень динамической активности ледников, различия в диапазоне оледенения, а также неоднородность рельефа.

Таблица 65. Средние значения отрицательной разности оледенения (Zф-Zн) и вертикального диапазона (Zв-Zн) различных морфологических типов ледников в максимум MIS-2.

Морфологический тип	Переходные	Долинные	Каровые
Zф-Zн	260	325	135
Zв-Zн	945	1100	270

За счет большей высоты подножий северо-запада массива распространенные здесь ледники переходного типа (от долинного к предгорному) имели меньший вертикальный диапазон и, соответственно, малую отрицательную разность оледенения. Долинные ледники, опускавшиеся ниже, имели наибольшие значения  $Z_{\text{ф}}-Z_{\text{н}}$ . Минимальная отрицательная разность оледенения была у относительно малых каровых ледников.

Согласно данной реконструкции, мощности наиболее крупных долинных ледников массива, вычисленные по превышению троговых плечиков над днищами долин, в рассматриваемую эпоху достигали 200-250 м. Ледники малоактивного типа, вероятно, имели малые мощности. Расчеты объема льда ледников массива производились по схеме, использованной для максимума MIS-2 и описанной на стр. 341.

Суммарный объем льда в ледниках массива в период максимума MIS-2 составил  $42,4 \text{ км}^3$ . По сравнению с максимумом MIS-4 оледенения объем оледенения сократился примерно на  $10 \text{ км}^3$ , что связано с меньшими на 60-120 м мощностями крупных ледников, отсутствием ледниковых лопастей на юге массива, отсутствием некоторых, существовавших в предшествующее оледенение малых ледников.

Морены **первой постмаксимальной** стадии (MIS-2 II) четко выделяются в долинах массива, подпруживая озера Сиве-Холь, Эски-Толайты и др. Реконструированное оледенение массива того периода представляли 42 ледника суммарной площадью  $267 \text{ км}^2$ . К бассейну р. Каргы относилось 5 ледников общей площадью  $32 \text{ км}^2$ , к бассейну р. Моген-Бурен - 37 ледников общей площадью  $235 \text{ км}^2$ . Наибольшее сокращение коснулось долинных ледников и плосковершинных ледников на восточной и западной перифериях массива. Отступление крупных ледников составило от 0,5 до 7 км. Сократилась доля ледников переходного типа за счет деградации предгорных лопастей и превращения их в долинные ледники. Наиболее низко опускался ледник долины р. Холаш (2280 м), вертикальный диапазон оледенения сократился по сравнению с максимальной стадией на 65 м. Средневзвешенная высота фирновой границы возросла на 15 м и составила 2705 м.

**Вторая постмаксимальная** стадия (MIS-2 III) не во всех долинах выражена четко, достаточно мощные морены фиксируются в долинах рек Толайты и Орта-Шегетей. Число ледников возросло до 43, общая площадь оледенения сократилась до  $225 \text{ км}^2$ . Бассейну р. Каргы принадлежало 6 ледников площадью более  $43 \text{ км}^2$ , бассейну р. Моген-Бурен 37 ледников площадью  $182 \text{ км}^2$ . По сравнению с предыдущей стадией крупные ледники массива отступили на 0,3-4,5 км. Более всего сократился ледник долины р. Орта-Шегетей, потерявший связь с одним из крупных боковых притоков, ставшим самостоятельным долинным ледником. Ниже всех (до 2340 м) опускался ледник долины р. Холаш. Средневзвешенная фирновая граница поднялась на 65 м по сравнению с предыдущей стадией.



Моренные комплексы **третьей постмаксимальной стадии (MIS-2 IV)** наиболее четко представлены в долинах бассейнов рек Дуругсу, Толайты и Орта-Шегетей. За счет распада крупных ледников общее количество ледников увеличилось до 46, площадь оледенения уменьшилась до 200 км<sup>2</sup>. Из них 6 ледников площадью 38 км<sup>2</sup> относились к бассейну р. Каргы, 40 ледников площадью 162 км<sup>2</sup> - к бассейну р. Моген-Бурен. Только два ледника (долин рек Трубауш и Балыктыг) были переходного типа, количественно преобладали долинные и плосковершинные ледники. Ледники отступили, по сравнению с предыдущей стадией, на расстояние от первых сотен метров до 1-2 км, один лишь ледник долины р. Орта-Шегетей сократился в длину на 4,5 км. Наиболее низко находились концы долинных ледников Холаш и Толайты (до 2400 м). Средневзвешенная высота фирновой границы составила 2825 м (на 55 м выше, чем в предыдущую стадию). При этом наиболее низкое положение (2630-2700 м) фирновая граница занимала на ледниках северо-запада и запада массива (бассейны рек Холаш и Дуругсу) за счет наличия здесь большого количества низко расположенных каров и цирков, обеспечивавших повышенную концентрацию твердых осадков. Наиболее высоко (2750-3000 м) фирновая граница поднималась на северо-востоке массива, где орографические условия были менее благоприятны для снегонакопления.

**Четвертая постмаксимальная стадия (MIS-2 V)**, возможно соответствующая последнему дриасовому похолоданию, либо кочурлинской стадии, требует более подробного рассмотрения. Выше фронтальных морен этой стадии в трогах нет следов стабилизации или наступания ледников, вплоть до цирков, где расположены уже позднеголоценовые морены, причем позднеголоценовое оледенение уже имело другой характер – большинство магистральных долинных ледников в это время уже не существовали, а днища трогов были свободны от оледенения (рис. 130).

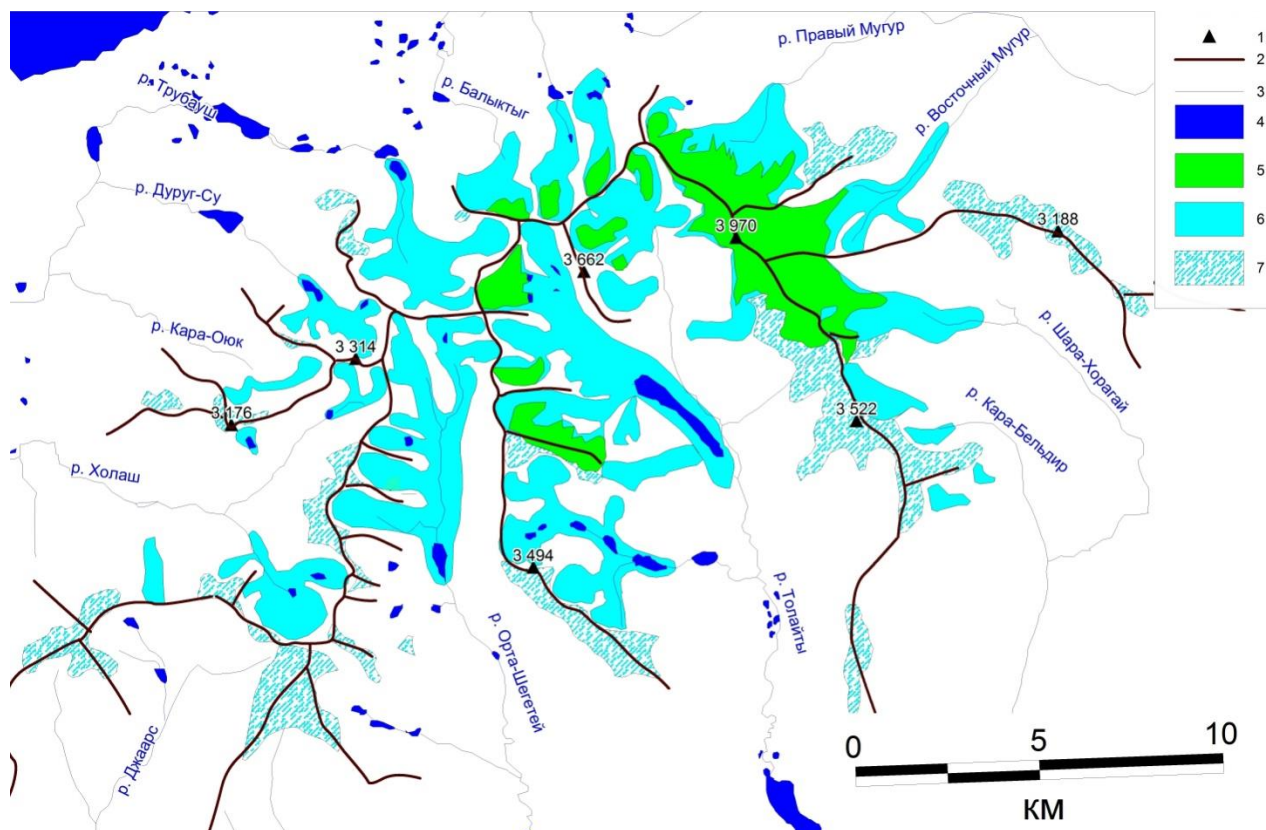


Рисунок 130. Схема реконструкции оледенения массива Монгун-Тайга в стадию MIS-2-V. Условные обозначения: 1- вершины, 2- горные гребни, 3- современные реки, 4- современные озера, 5- современные ледники, 6- долинные и каровые ледники в стадию MIS-2-V. -5, 7- ледники малоактивного типа в стадию MIS-2-V.

Вероятно, после данной стадии произошла быстрая деградация ледников, косвенным подтверждением чему служат находки в массиве погребенной древесины возрастом более 9 тыс. лет на 340 м выше границы леса.

Морены четвертой постмаксимальной стадии прослеживаются во всех троговых долинах массива, подпруживая около десятка озер, площадью от 0,1 до 1 км<sup>2</sup>. Моренные валы имеют, как правило, относительную высоту 10-20 м. Согласно реконструкции, оледенение массива было представлено в тот период 47 ледниками, их суммарная площадь составляла 138 км<sup>2</sup>, из них бассейну р. Мугур принадлежали 8 ледников площадью 23 км<sup>2</sup>, бассейну р. Каргы 39 ледников площадью 115 км<sup>2</sup>.

Активный распад крупных долинных ледников, приводивший к росту числа ледников, компенсировался исчезновением малых каровых, склоновых и плосковершинных ледников, поэтому общее число ледников мало изменилось. Небольшие ледники (площадью 1-5 км<sup>2</sup>), образовавшиеся за счет распада крупных долинных ледников и сокращения в размерах

плосковершинных и склоновых ледников, преобладали в массиве по количеству (табл. 66). Наибольшую суммарную площадь имели крупные (более 10 км<sup>2</sup>) ледники.

Таблица 66. Распределение реконструированных ледников массива в стадию MIS-2-V по площадям.

Диапазон площади, км <sup>2</sup>	менее 1	1-5	5-10	более 10
Количество	22	16	6	3
Суммарная площадь, км <sup>2</sup>	9,5	32,7	40,2	55,6

В рассматриваемый период по численности и по площади преобладали долинные ледники и плосковершинные ледники (табл. 67).

Таблица 67. Распределение ледников в стадию MIS-2-V. по морфологическим типам.

Морфологические типы ледников	Долинные	Карово-долинные	Каровые	Висячие	Склоновые и плосковершинные
Число	16	7	5	2	17
Площадь, км <sup>2</sup>	99,3	5,5	1,5	0,7	31,2
Средняя площадь, км <sup>2</sup>	6,2	0,8	0,3	0,3	1,8
Средняя относительная ширина	0,25	0,2	0,4	0,4	4,2
Длина, км	4,3	1,7	0,9	1,0	0,8
Уклоны, °	12,0	13,3	16	28	20

Значительно возросло число карово-долинных ледников за счет деградации языков и распада сложных долинных ледников. Сохранялся один ледник переходного типа в долине р. Балыктыг (ледник Восточный Балыктыг), что было связано с малыми уклонами днища занимаемой им долины и большой высотой выхода долины в предгорья. Примечательно, что плосковершинные, каровые, склоновые и висячие ледники имели приблизительно одинаковые длины.

Распределение числа и площадей ледников массива по экспозициям (Рисунок 131) связано с положением склонов относительно преобладающих влагонесущих потоков и условиями их инсоляции: наибольшее оледенение было приурочено к подветренным склонам восточных экспозициям, наименьшее - к наветренным западным и получающим большее количество радиации южным склонам. Сохранялась в этот период асимметрия распределения оледенения по склонам основного водораздела массива – ледники на его юго-восточном склоне в 2-3 раза превышали по площади ледники северо-западного склона. Вероятно, в питании

ледников в данную стадию, по-прежнему ведущую роль играли северо-западные потоки воздуха.

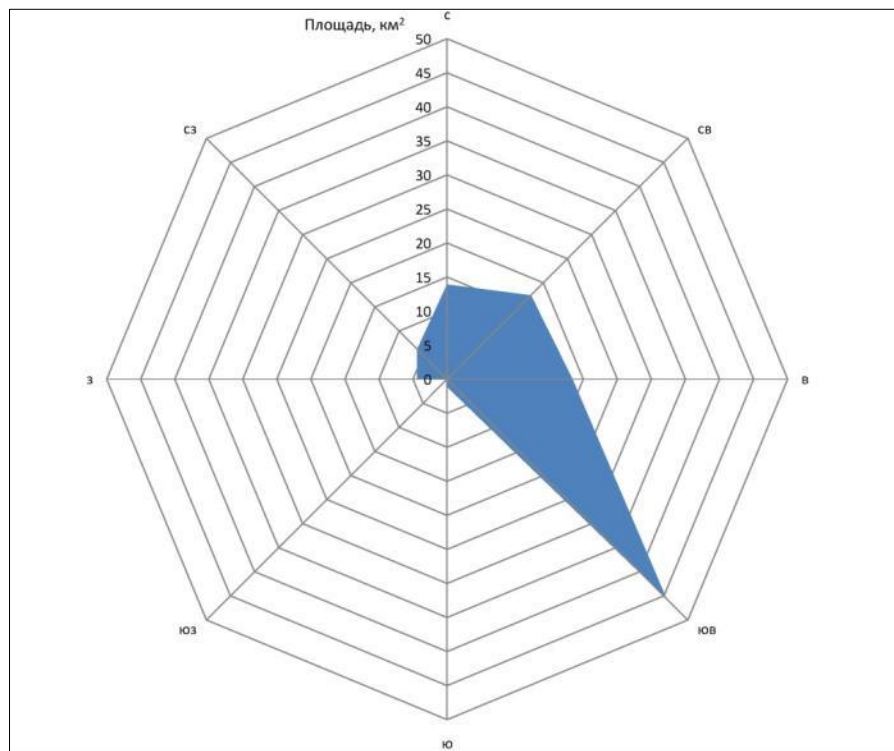


Рисунок 131. Распределение площади реконструированных ледников массива в стадию MIS-2-V по экспозициям (без учета ледников малоактивного типа).

Высотное положение концов ледников в данную стадию (табл. 68) имело два максимума: основной – в диапазоне 2600-2800 м, где заканчивалось большинство долинных ледников и вторичный - 3000-3200 м, связанный с малыми плосковершинными и каровыми ледниками. Ниже всего (до 2440-2460) опускались крупные ледники долин Холаш, Орта-Шегетей и Толайты. Наиболее высоко располагались малые ледники бассейна р. Толайты, нижняя граница которых определялась условиями рельефа.

Таблица 68. Высотное положение нижних границ ледников массива в стадию MIS-2-V.

Диапазон высот, м	2400-2600	2600-2800	2800-3000	3000-3200	3200-3400	3400-3600
Количество ледников	9	15	5	11	6	1

По нашим оценкам, средневзвешенная высота фирновой границы в стадию MIS-2-V для ледников массива Монгун-Тайга составляла 2880 м, величина ее депрессии относительно современной высоты равнялась 500 м. Положение фирновой границы на ледниках северо-востока массива (бассейны рек Мугур, Шара-Хорагай, Кара-Бельдир) было в среднем на 100 м выше, чем на остальных ледниках массива (бассейны рек Толайты, Орта-Шегетей, Дуругсу, Холаш).

### 5.2.2. Массивы Тургени и Хархира.

В позднем плейстоцене ледники массивов Тургени-Нуру и Хархира сливались, поэтому далее они будут рассматриваться как единый центр оледенения.

Пространственное расположение ГК второго и третьего порядка на территории массивов имеет большую степень сходства с ГК массива Монгун-Тайга. Наиболее низкое в гипсометрическом отношении положение занимают предгорно-котловинные ГК, представленные хорошо сохранившимся холмисто-моренным рельефом, которые мы отождествляем с оледенением MIS-4. Площадь реконструированного оледенения массивов в максимум MIS-4 составила 950 км<sup>2</sup>, из них примерно 680 км для ледников активного типа и около 270 км<sup>2</sup> для ледников малоактивного и переходного типа (рис. 132).

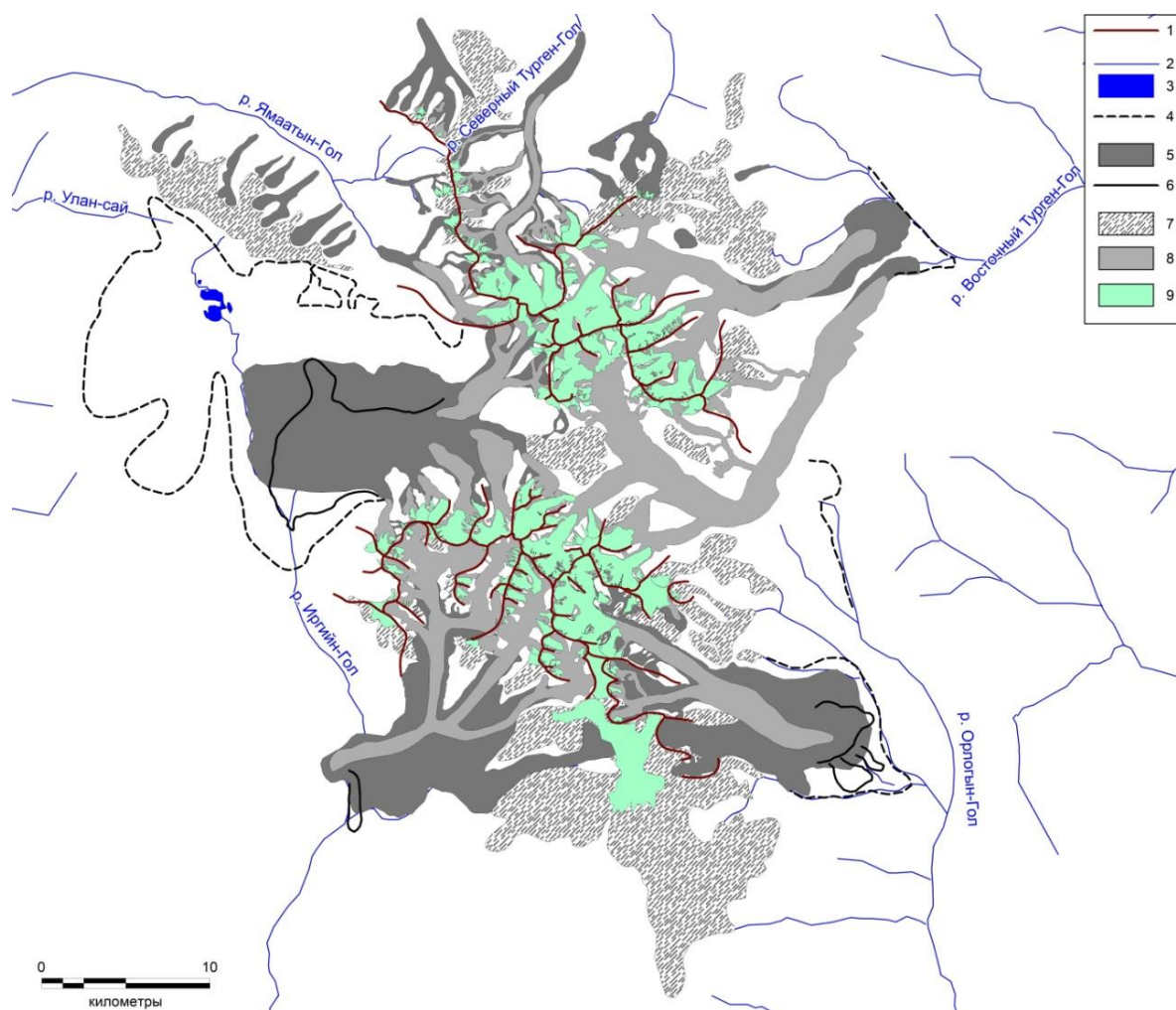


Рисунок 132. Схема ГК массивов Тургени-Нуру и Хархира. 1- водоразделы и ледоразделы, 2- реки, 3- озера, 4- граница продвижения ледников в наиболее древнее, вероятно среднеплейстоценовое оледенение, 5- ледники активного типа в максимум MIS 4, 6- морены постмаксимальных подвижек оледенения MIS 4, 7- малоактивные ледники, 8- ледники активного типа в максимум MIS 2, 9- высокогорные ГК



Ледники активного типа выходили в предгорья и растекались, сливаясь и формируя лопасти на высотах 1900-2750 м, наиболее обширная подобная лопасть, площадью около 95 км<sup>2</sup>, образовывалась в урочище Олон-Нур («многоозерье», монг.) к западу от массивов. Большие размеры лопасти связаны с выгодным центростремительным направлением питающих ее трогов, а также большие высоты котловины верховьев р. Иргийн-Гол (2500-2750 м), при том, что расчетная высота границы питания в максимум MIS-4 здесь составляла 2830 м. В результате образовывался небольшой ледоём.

ГК третьего порядка в пределах предгорно-котловинных ГК связаны с постмаксимальными подвижками ледников оледенения MIS-4. Как и на территории Монгун-Тайга во вторую постмаксимальную стадию ледники относительно узкими языками перекрывали на некоторых участках образования максимальной стадии и продвигались ниже по долинам. Так в урочище Олон-Нур ледник продвигался на 2 км, в долине р. Шивэр-Гол на 1,5 км дальше, чем в максимальную (по площади распространения ледников) стадию. В последнем случае ледник достигал высотной отметки в 1960 м. В ходе подвижки край ледника имел мощность всего 10-20 м, поэтому сравнительно невысокие холмистые участки морены максимума MIS-4 являлись препятствиями для продвижения ледника. При этом создается впечатление, что край ледника был водонасыщен и, вследствие этого, обладал повышенной пластичностью, что позволяло ему обтекать препятствия (рис. 133).

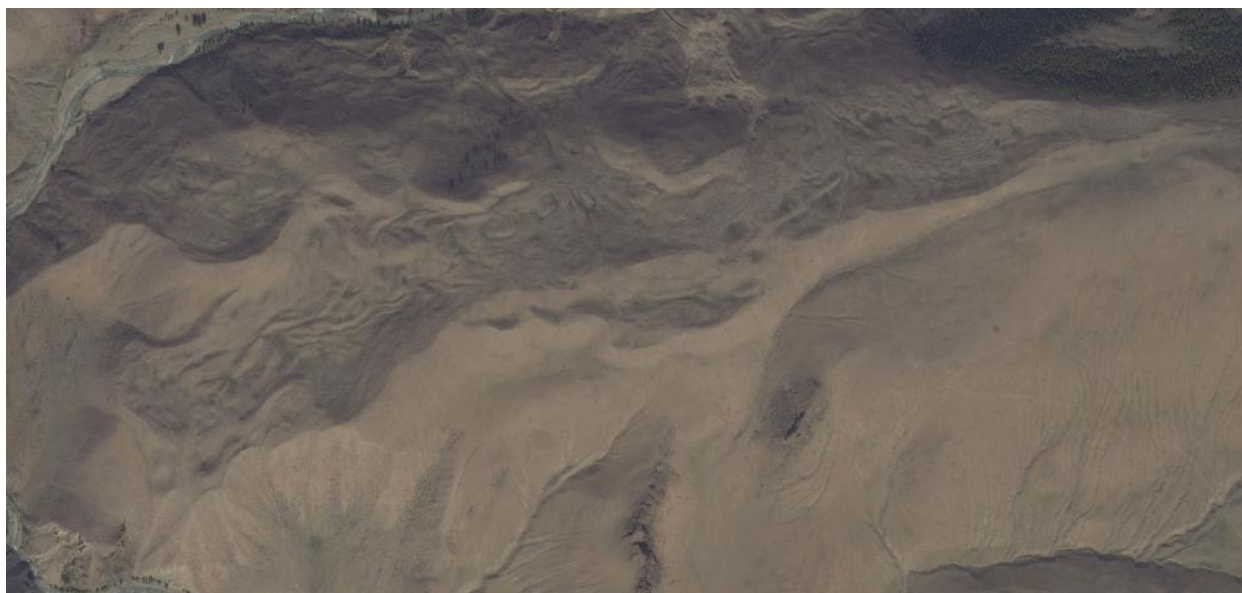


Рисунок 133. Морена постмаксимальной подвижки в долине р. Шивэр-Гол, фрагмент космического снимка.

С точки зрения морфологии в эпоху MIS-4 по площади преобладали предгорные ледники. Долинное оледенение развивалось на северном склоне массива Тургени-Нуру, где ледники не выходили в предгорья и образовывали лопасти как за счет относительно малых

размеров, так и за счет большой протяженности долин. Реконструкция ГК здесь затруднительна за счет плохой сохранности древних морен, отнесение которых к эпохе MIS-4 при отсутствии следов существования ледниковых лопастей проводилась в основном по сохранившимся участкам холмисто-моренного рельефа.

Как было указано выше, в период MIS-4 ледники обоих массивов сливались, фактически превращая их в единый центр оледенения. Так наиболее крупный по площади ледник (141,8 км<sup>2</sup>) в урочище Олон-Нуру питался ледниковыми потоками одновременно с юго-западного склона массива Тургени-Нуру и с северного склона массива Хархира, наиболее длинный ледник (34,5 км) долины р. Восточный Турген-Гол получал питание с южного склона массива Тургени-Нуру и северо-восточного склона массива Хархира. Это несколько затрудняет оценку экспозиционного распределения ледников. Если рассматривать оба массива как единый центр оледенения, то обращает на себя внимание малое развитие в эпоху максимума оледенения ледников северной экспозиции (северный склона массива Тургени-Нуру) сравнительно с ледниками южных экспозиций (южный склон массива Хархира) (табл. 69).

Таблица 69. Сопоставление характеристик ледников северной и южной частей ледникового центра Турген-Хархира в настоящее время и в максимум MIS 4.

Речной бассейн	Площадь оледенения, км <sup>2</sup>		Интенсивность оледенения км <sup>2</sup> /км		Нижняя граница ледников		Высота фирновой границы	
	MIS-4	Совр.	MIS-4	Совр.	MIS-4	Совр.	MIS-4	Совр.
Ямаатын-Гол	29,8	1,6	0,9	0,04	2320	3110	2865	3360
Северный Турген-Гол	45,0	7,3	1,7	0,3	2020	2830	2610	3408
Шивэр-Гол	134,3	2,0	5,6	0,08	1960	3260	2625	3500

В максимум MIS-4 нижняя граница оледенения на южном склоне была на 60 м ниже, а ледники были примерно в 10 раз крупнее. При этом в настоящее время картина обратна: на северном склоне развиваются ледники, спускающиеся на 250-400 м ниже и значительно превосходящие длиной и площадью ледники южного склона. Геоморфологические особенности долин Ямаатын-Гол и Северный Турген-Гол – наличие здесь многочисленных развитых каров, достаточно большая протяженность и глубина долин представляются также благоприятными для развития ледников. Вероятно, такая инверсия экспозиционного распределения, как и в случае древнего оледенения массива Монгун-Тайга не может быть объяснена

геоморфологическими причинами, а вероятно связана с переориентировкой в прошлом направления влагонесущих атмосферных потоков.

За счет интенсивного альпинотипного расчленения наиболее возвышенных центральных районов массивов (в особенности это относится к массиву Тургени-Нуру) ледники малоактивного и переходного типа развивались преимущественно на их периферии. На севере массива Тургени-Нуру на водоразделах между р. Улан-Сай, Ямаатын-Гол, Северный Турген-Гол и Восточный Турген-Гол в диапазоне 2800-3450 существовали малоактивные плосковершинные ледники от которых спускались несколько выводных ледников переходного типа. Эти ледники также играли существенную роль в питании небольших долинных ледников, развивавшихся с их подветренной стороны. Наиболее крупный ледник малоактивного типа, площадью около 130 км<sup>2</sup> существовал на поверхности выравнивания на южной периферии массива Хархира на высотах 3000-3400 м. Этот ледник участвовал в питании предгорного ледника на восточном склоне массива Хархира (дол р. Турген-Гол, притока р. Орлогын-Гол).

Расчетная средняя взвешенная высота фирновой границы в период максимума MIS-4 составляла 2715 м, диапазон значений на конкретных ледниках - от 2590 до 2900 м. При этом депрессия фирновой границы в среднем для ледников обоих массивов составила 780 м. Такая величина была недостаточной для вовлечения в зону питания ледников предгорий массива, в первую очередь урочища Олон-Нур и примыкающих к нему с запада выровненных участков с высотами около 2700 м. Эта ситуация вероятно реализовывалась в предшествовавшую ледниковую эпоху, возможно среднеплейстоценовую, когда ледники на территории массивов занимали большую площадь. Свидетельством тому служат сильно выровненные моренные поля по внешнему периметру морен MIS-4. Впрочем, реконструировать оледенение той эпохи пока не представляется возможным из-за сложности затруднительности отождествления сохранивших участков этой древней морены с трогами и цирками, откуда могли бы выходить ледники. Вероятно рельеф массивов с той эпохи испытал перестройку, в первую очередь за счет увеличения вертикальной расчлененности. Это способствовало общему тренду к эволюции ледников с каждой следующей ледниковой эпохой от предгорного к долинному типу.

Выраженные конечно-моренными валами долинные ГК предположительно MIS-2 носят вложенный, по отношению к образованиям MIS-4 характер и расположены в пределах трогов, лишь в урочище Олон-Нур на западе массива они выходят в предгорья. Языки ледников в последнем случае несколько расширены, хотя слияния смежных ледников в единые лопасти не происходит. Эти ледники являются переходными по морфологии между долинными и предгорными. Остальные ледники активного типа обоих массивов (за исключением 4 каровых ледников на северо-западной периферии массива Тургени-Нуру) были долинными.



Суммарная площадь реконструированных ледников активного типа в максимум MIS-2 составляла 381,1 км<sup>2</sup>, т.е. почти в 2 раза меньше, чем в максимум MIS-4. Такое большое сокращение площади ледников при том, что высота концов ледников изменилась всего на 50-100 м связана с отсутствием в максимум MIS-2 растекания и слияния ледников с образованием предгорных лопастей.

Распределение ледников по экспозиции в максимум MIS-2 сохраняло асимметрию между северными и южными склонами, хотя контрасты в оледенении этих склонов уменьшились. Кроме того, за счет деградации предгорного ледника Олон-Нур на западе массива стала четко выраженной асимметрия между наветренными западными и подветренными восточными склонами

Депрессия фирновой границы в максимум MIS-2 составила в среднем 730 м, т.е. всего на 50 м выше, чем в максимум MIS-4. Такое небольшое отличие высоты границы питания ледников не может само по себе служить объяснением отсутствию предгорных лопастей в максимум MIS-2. Вероятно, дополнительную роль сыграло врезание рек в период разделявшего эпохи оледенения потепления.

### **5.2.3. Таван-Богдо-Ола**

На северном склоне массива Таван-Богдо-Ола различия между предгорно-котловинными и среднегорными ГК выражено еще более отчетливо, чем на территории массива Монгун-Тайга (рис. 134).

Наиболее низко расположенные моренные образования, спускающиеся до высотных отметок 2225-2230 м сильно размыты и выровнены, что свидетельствует об их древнем возрасте, возможно среднелейстоценовом. Морены носят площадной характер, конечно-моренные валы не выражены. Сохранились только сравнительно небольшие участки данных морен, сложно сопоставить их с каким-либо уровнем цирков.

Более молодые морены предгорно-котловинных ГК на северном склоне массива Таван-Богдо-Ола представляют собой выдвигающиеся за пределы трогов в Бертекскую котловину моренные лопасти конусовидной формы. Морены имеют неровную холмисто-западинную поверхность, испещренную многочисленными термокарстовыми котловинами и озерами. Моренно-подпрудные озера нехарактерны, поскольку морены после выхода из долин в предгорья не образуют валов, а представляют собой площадные образования, образовавшиеся в результате растекания ледниковых языков по относительно плоской поверхности. Имея сходство по расположению, форме и причинам формирования с конусами выноса, данные отложения являются следствием повышенной аккумуляции моренного материала при интенсивном «омертвлении» льда, вероятно имевшего вследствие растекания малую мощность.

В наиболее глубоко врезанной долине р. Восточный Аргамджи-2 береговые морены прослеживаются на плечах трога до цирка с высотой днища 3250-3300 м.

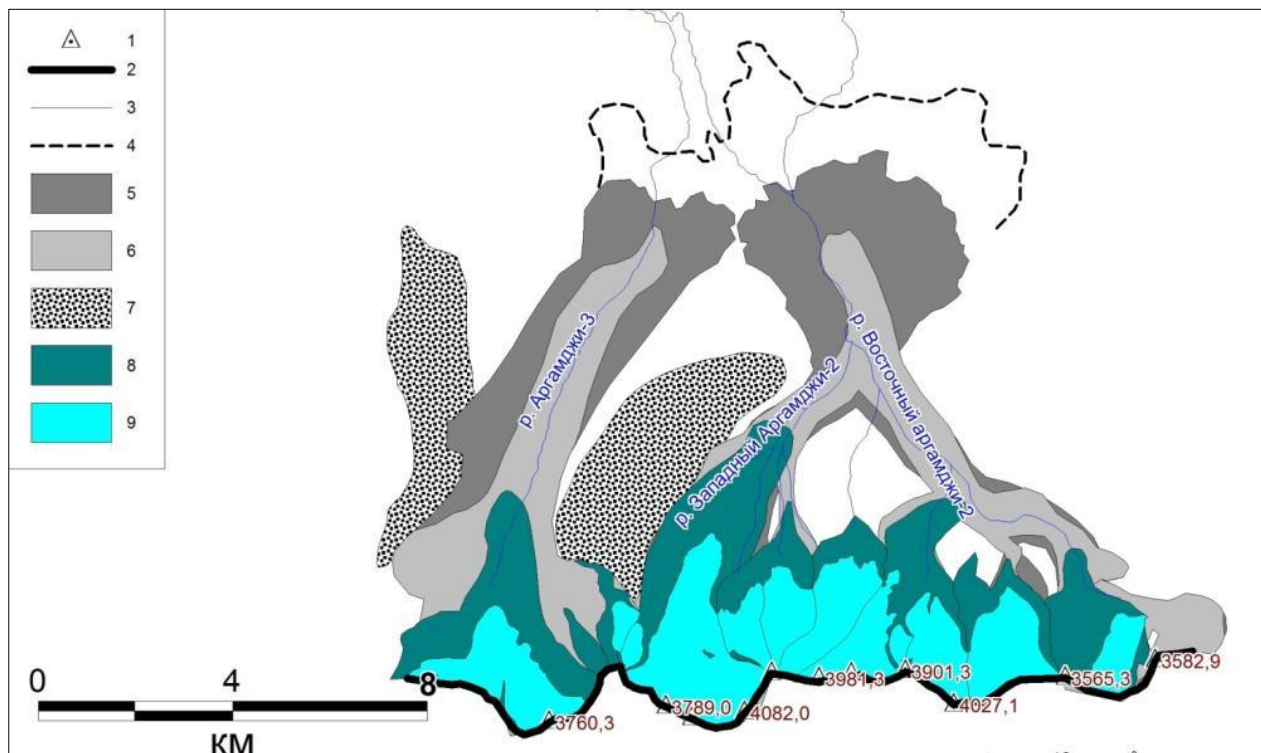


Рисунок 134. Среднегорные и предгорно-котловинные ГК северного склона массива Таван-Богдо-Ола. 1- вершины, 2- горные гребни, 3- реки, 4- граница наиболее древних (вероятно среднеплейстоценовых) морен, 5- предгорно-котловинные ГК (MIS 4), 6- среднегорные ГК (MIS 2), 7- ГК малоактивного типа, 8- высокогорные ГК, 9- современные ледники.

Морены среднегорных ГК имеют вложенный по отношению к предыдущей группе морен характер и представлен четко выраженными валами, не выходящими за пределы долин. Поскольку ледники не достигали предгорий, существовали только ледники долинного типа. Береговые морены в долине р. Восточный Аргамджи-2 прослеживаются до цирка с отметками днища 2950-3000 м. Взаимное расположение троговых плеч, относящихся к первому и второму моренным комплексам, показывает, что мощность ледников последнего была на северном склоне массива меньше не более чем на 100 м, в основном на 50-70 м. Также следует отметить наличие на междуречье р. Аргамджи-3 и Западный Аргамджи-2 не менее 3 уровней нагорных террас, вероятно отражающих разный базис эрозии при различной мощности льда в непосредственно прилегающей к ним долине р. Аргамджи-2, террасы разделены 10-20 метровыми уступами, маркированными многолетними снежниками и хорошо различимыми на аэрофото и космических снимках.

Выделение в пределах северного склона массива Таван-Богдо-Ола морен стадий сокращения ледников после максимума оледенения MIS-2 затруднительно, вероятно оно

происходило быстро и без существенных стабилизаций, что и не позволило сформироваться моренным валам. Возможно, это связано с относительной маломощностью ледников и неблагоприятными для их сохранения в условиях потепления геоморфологическими особенностями северного склона массива – малым количеством каров, открытостью и слабой врезанностью долин.

Интересно, что конечно-моренные образования отсутствуют в междуречье р. Аргамджи-3, Западный Аргамджи-2 и Восточный Аргамджи-2 на уплощенных водораздельных поверхностях, несмотря на наличие здесь современных ледников и позднеголоценовых морен. Очевидно, ледники здесь отсутствовали, либо относились к малоактивному типу и мало преобразовывали рельеф. Это возможно было при еще меньшем, чем сейчас, расчленении рельефа на данных участках, т.е. слабоврезанные кары занятые ледниками №5-8 являются молодыми образованиями.

Суммарная площадь реконструированного оледенения северного склона массива Таван-Богдо-Ола в период формирования предгорно-котловинных ГК (MIS-4) составляла около 96 км<sup>2</sup>, из них 88 км<sup>2</sup> приходилось на долю ледников активного типа. Это примерно в 4 раза больше современной площади. Ледниковые потоки активных ледников объединялись в два ледника, депрессия фирновой границы составляла 550 м (расчет по методу Куровского), депрессия нижней границы оледенения - 620 м.

В период формирования среднегорных ГК реконструированная площадь оледенения северного склона массива Таван-Богдо-Ола составляла примерно 75 км<sup>2</sup>, (включая ледники малоактивного типа площадью около 8 км<sup>2</sup>), средневзвешенная по площади депрессия фирновой границы составляла 460 м, депрессия нижней границы оледенения – 460 м.

### 5.3. Общие закономерности оледенения региона в периоды формирования предгорно-котловинных и среднегорных комплексов

В период формирования предгорно-котловинных комплексов (MIS-4) наиболее развито было оледенение на западе исследуемого региона, где крупные предгорные ледники развивались непрерывной цепочкой на склонах хр. Сайлюгем и Найрамдал. Восточнее ледники существовали в виде разрозненных центров оледенения (рис. 135).

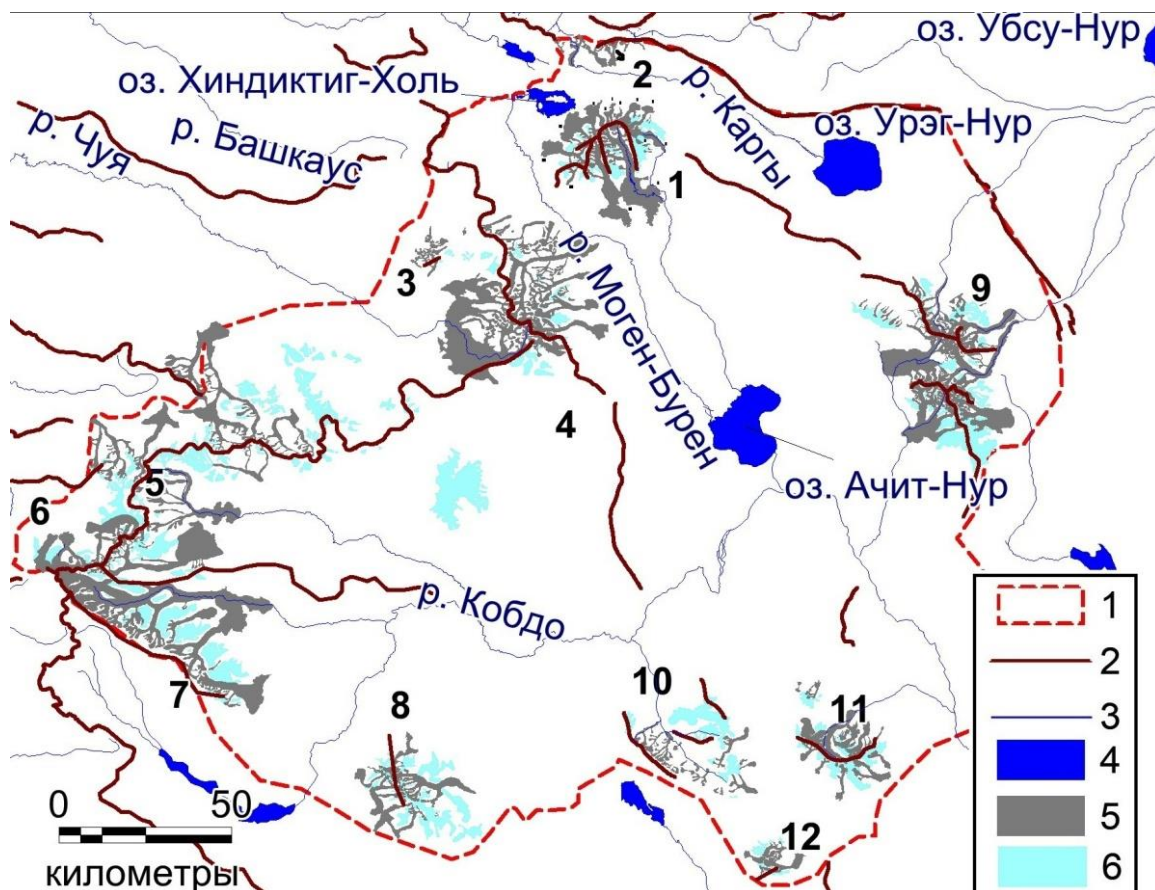


Рисунок 135. Реконструкция оледенения резкоконтинентального района северо-запада Внутренней Азии в максимум MIS 4. 1- границы района исследования, 2- горные хребты, 3- реки, 4- озера, 5- ледники активного типа, 5- ледники малоактивного типа. Центры оледенения: 1- Монгун-Тайга, 2- Цаган-Шибэту, 3- Талдуайр, 4- Чихачева, 5- Сайлюгем, 6-Таван-Богдо-Ола, 7-Найрамдал, 8- Ценгел-Хайрхан, 9- Турген-Хархира, 10- Хунгуйн-Нуру, 11- Цамбагарав, 12- Сайрын-Ула.

Суммарная площадь оледенения всего региона составляла около 5880 км<sup>2</sup> (табл.70). Для сравнения по данным П.А. Окишева [124] площадь позднеплейстоценового оледенения всего Русского Алтая составляла около 35 тыс. км<sup>3</sup>, по данным Л.Н. Ивановского 32 тыс. км<sup>3</sup>. К сожалению, прямое сопоставление этих оценок с полученными нами невозможно, поскольку район нашего исследования включает лишь небольшую часть Русского Алтая.

С учетом того, что мы не рассматривали древнее оледенение южного склона хр. Найрамдал, крупнейшим центром оледенения в эпоху MIS-4 был хр. Сайлюгем (площадь оледенения примерно 26% от суммарной). Этому есть ряд причин. Во-первых, большая протяженность хребта: около 150 км, что существенно больше, чем протяженность прочих горных структур исследуемого региона. При этом в осевой части хребта преобладают высоты 3000-3400 м, что недостаточно для развития существенных современных ледников, но при снижении границы питания на несколько сотен метров она оказывалась в пределах хионосферы. Во-вторых, это большая площадь поверхностей выравнивания и слабо расчлененного приподнятого рельефа, за счет чего в MIS-4 здесь развивались обширные ледники малоактивного и переходного типа (суммарной площадью более 700 км<sup>2</sup>). В-третьих, это расположение хребта на северо-западе района исследования относительно благоприятно для перехвата влагонесущих потоков.

Таблица 70. Основные характеристики реконструированного оледенения MIS 4.

Центр оледенения	S км <sup>2</sup>	Sa, км <sup>2</sup>	S <sub>0</sub> , км <sup>2</sup>	Sa/ S <sub>0</sub> , раз	V, км <sup>3</sup>	Z <sub>н</sub> , м	ΔZ <sub>ф</sub> , м
Монгун-Тайга	516	409	20,2	20	53,3	1790	800
Таван-Богдо-Ола	96,0	88,0	22,8	4	12,2	2260	550
Цаган-Шибэту	60,6	60,6	0,05	1212	3,2	2120	580
Талдуайр	43,3	36,9	1,1	34	2,3	2280	405
Сайлюгем и Согостын-Нуру	1533,2	819,5	3,9	210	123,9	2000	615
Найрамдал	811,1	598,5	71,4	8	155,9	2130	745
Турген-Хархира	950,0	678,8	64,8	10	113,2	1900	780
Чихачева	857,3	784,6	29,8	26	117,0	1700	760
Ценгел-Хайрхан	378,8	203,8	10,2	20	32,2	2270	565
Цамбагарав	313,3	215,3	72,5	3	25,5	2100	680
Сайрын-Ула	72,5	57,0	6,7	9	5,2	2270	650
Хунгуйн-Нуру	247,6	105,2	8,5	12	13,5	2230	500
Сумма	5879,7	4057,2	312,0		657,4		

Примечания. S- суммарная площадь ледников, Sa- суммарная площадь ледников активного типа, S<sub>0</sub>- суммарная площадь современных ледников, V- суммарный объем льда ледников MIS 4, Z<sub>н</sub> - нижняя граница распространения ледников, ΔZ<sub>ф</sub> - депрессия фирновой границы

При рассмотрении отличий площади ледников максимума MIS-4 от современности обращает на себя внимание большая степень сокращения для центров оледенения с изначально

меньшими размерами ледников (Талдуайр, Сайлюгем, Цаган-Шибэту), однако на юго-востоке региона степень сокращения ледников существенно меньше как для крупных, так и для малых центров оледенения. Большая устойчивость к климатическим изменениям крупных ледников объяснима, в силу их большей инерционности, большего высотного диапазона, приуроченности к участкам с наибольшим количеством осадков. В то же время то, что оледенение на юго-востоке региона значительно меньше отличалось от современного, чем на северо-западе свидетельствует о том, что и климат здесь меньше отличался от современного. Поскольку температурные различия в пределах относительно небольшой по протяженности территории исследования не могли быть существенными, можно предположить, что на северо-западе региона в эпоху оледенения MIS-4 значительно возросло количество осадков, тогда как на юго-востоке количество осадков мало возросло или даже не отличалось от современного.

Суммарный объем оледенения составил примерно  $657 \text{ км}^3$ . При расчете объема ледников применялась формула Ерасова (19) [59]. Применение данной формулы для вычисления объема ледников для массива Монгун-Тайга показало высокую степень достоверности при сравнении полученных на ее основе значений средней мощности ледников (определенных как расчетный объем, деленный на площадь) и значений мощности палеоледников, определенных по геоморфологическим признакам (напр. превышение береговых морен на плечах трогов над дном долины, ледниковая штриховка на скалах). В вычисления объема вносились поправки на мощности ледниковых лопастей и ледников малоактивного и переходного типов, что подробно описано в разделе, посвященном ГК массива Монгун-Тайга в оледенение MIS-4.

Полученная на основе рассчитанного суммарного объема ледников средняя мощность ледников соответствует величине 110 м. По расчетам П.А. Окишева средняя мощность ледников Русского Алтая в максимум первого мегастадиала составляла 250-300 м. Такое различие в целом закономерно, если учесть более аридные условия и меньший масштаб оледенения резко континентального района Внутренней Азии, а также широкое распространение здесь ледников малоактивного и переходного типа.

Еще одна выявленная закономерность – экспозиционная асимметрия распределения ледников, причем эта асимметрия имела разный характер в разных частях региона. На севере и северо-востоке (хр. Цаган-Шибэту, массив Монгун-Тайга, массивы Тургени-Нуру и Хархира) наиболее крупные ледники развивались на склонах южных экспозиций. На юге исследуемой территории (массивы Ценгел-Хайрхан, Хунгуйн-Нуру, Сайрын-Ула, хр. Цамбагарав) наиболее крупные ледники развивались на северо-восточных склонах. Поскольку, как показано в главе 4, распределение ледников по экспозициям в настоящее время определяется перераспределением твердых осадков метелевым переносом, логично предположить аналогичное явление в



прошлом. В таком случае можно предположить, что в южной части региона в максимум MIS-4 преобладали юго-западные влагонесущие потоки, а в северной части- потоки северных румбов.

В пользу этой гипотезы свидетельствует реконструированное положение фирновой границы в пределах региона. На основе расчетов автором высоты фирновой границы на конкретных ледниках в максимум MIS-4 было построено поле распределения высоты фирновой границы в пределах исследуемого региона (рис. 136).

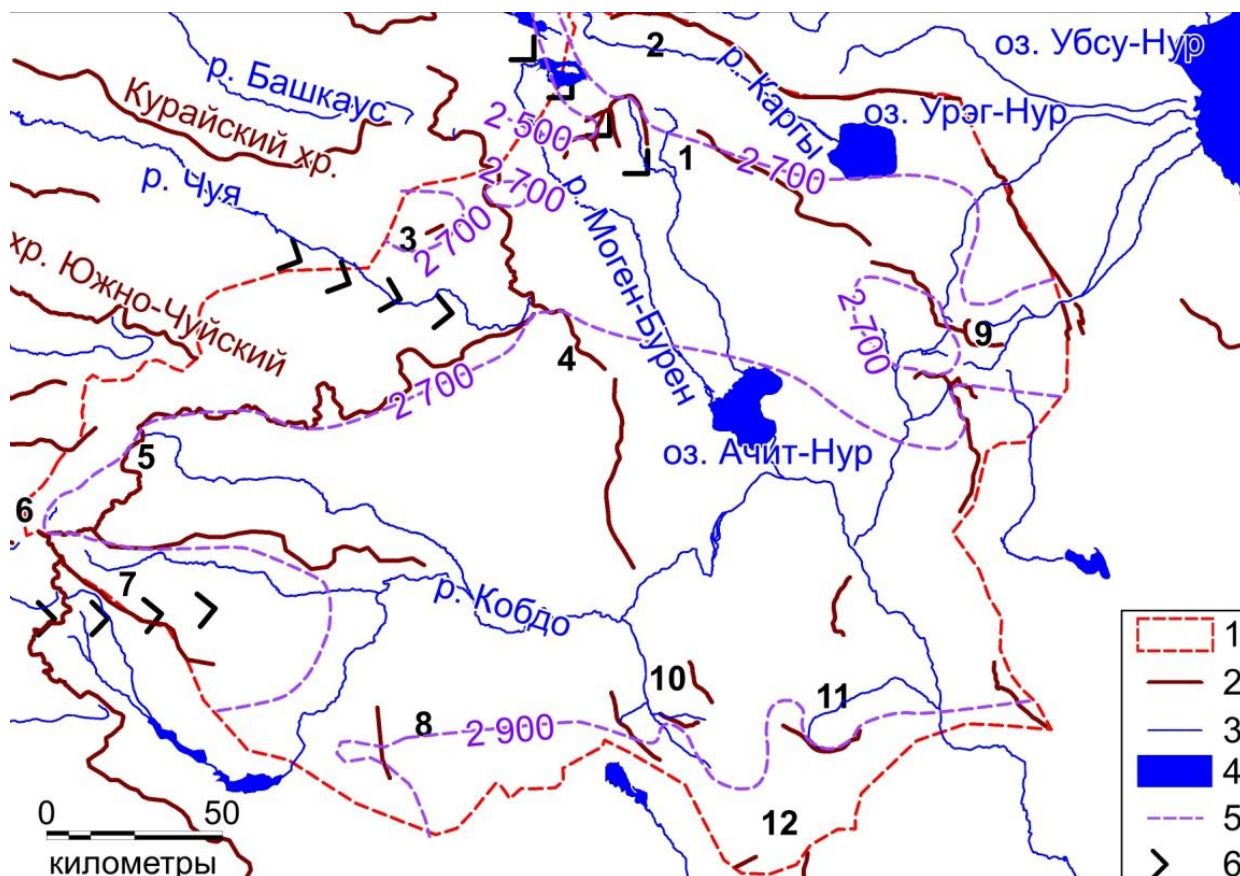


Рисунок 136. Поле распределения высоты фирновой границы в максимум MIS 4. 1- границы района исследования, 2- реки, 3- озера, 4- горные хребты, 5- изолинии высоты фирновой границы, 6- предполагаемые основные направления влагонесущих атмосферных потоков.

Центры оледенения: 1- Монгун-Тайга, 2- Цаган-Шибэту, 3- Талдуайр, 4- Чихачева, 5- Сайлюгем, 6-Таван-Богдо-Ола, 7-Найрамдал, 8- Ценгел-Хайрхан, 9- Турген-Хархира, 10- Хунгуйн-Нуру, 11- Цамбагарав, 12- Сайрын-Ула.

Наиболее низкое положение фирновой границы реконструировано для северо-запада исследуемой территории, где своеобразным местным полюсом снежности являлся массив Монгун-Тайга, на западных склонах которого фирновая граница опускалась ниже 2500 м. Зона сниженного положения фирновой границы далее протягивалась к юго-востоку к массива Тургени-Нуру и Хархира, маркируя направление преобладавшего в то время направления переноса влаги в северной части исследуемого региона. По всей видимости усиление северной

составляющей в атмосферном переносе приводило к интенсивны затокам влажных воздушных масс по долине р. Чулышман к Джулукульской котловине и далее на юго-восток. При таком характере перемещения воздушных масс закономерным представляется развитие в створе предполагаемого движения влаги Джулукульского ледоёма, существование которого в позднем неоплейстоцене не оспаривается никем из исследователей древнего оледенения Алтая. Для развития в Шапшальском хребте, где в настоящее время ледники значительно уступают в размерах прочим центрам оледенения Алтая и в Чулышманское плоскогорье, где современное оледенение вообще отсутствует, необходимо было значительное увеличение количества осадков.

Реализация подобного сценария возможна при увеличении повторяемости ныряющих циклонов или их дополнительное насыщение влагой, например, как предположили авторы работы [33] за счет влияния Мансийского озера. Причем по соображениям этих же авторов циклоны, перемещавшиеся юго-западнее, не успевали за время движения над Мансийским озером насытиться влагой, тогда как воздушные массы, проходившие восточней, успевали насытиться влагой и «оказывали решающее влияние на снегонакопление Кузнецкого Алатау, Шапшальского хребта, Западного и Восточного Саяна в период существования озера» (стр. 13).

Исходя из полученной карты поля высоты фирновой границы, другими вероятными преобладающими путями движения влагонасыщенных воздушных масс в максимум MIS-4 были в обход с юга массива Таван-Богдо-Ола вниз по долине р. Кобдо, а также, менее существенный по количеству влаги и интенсивности - вверх по долине р. Чуя к ее верховьям. Подтверждением активного функционирования первого из этих маршрутов переноса влаги может служить наличие в створе маршрута другого бесспорно существовавшего ледоёма - на западе Бертекской котловины и плоскогорье Укок.

То, что в период оледенения MIS-4 увлажнение северной и юго-западной частей исследуемого региона возрастало намного значительней, чем в прочих его частях, подтверждается анализом поля депрессии фирновой границы (рис. 137).



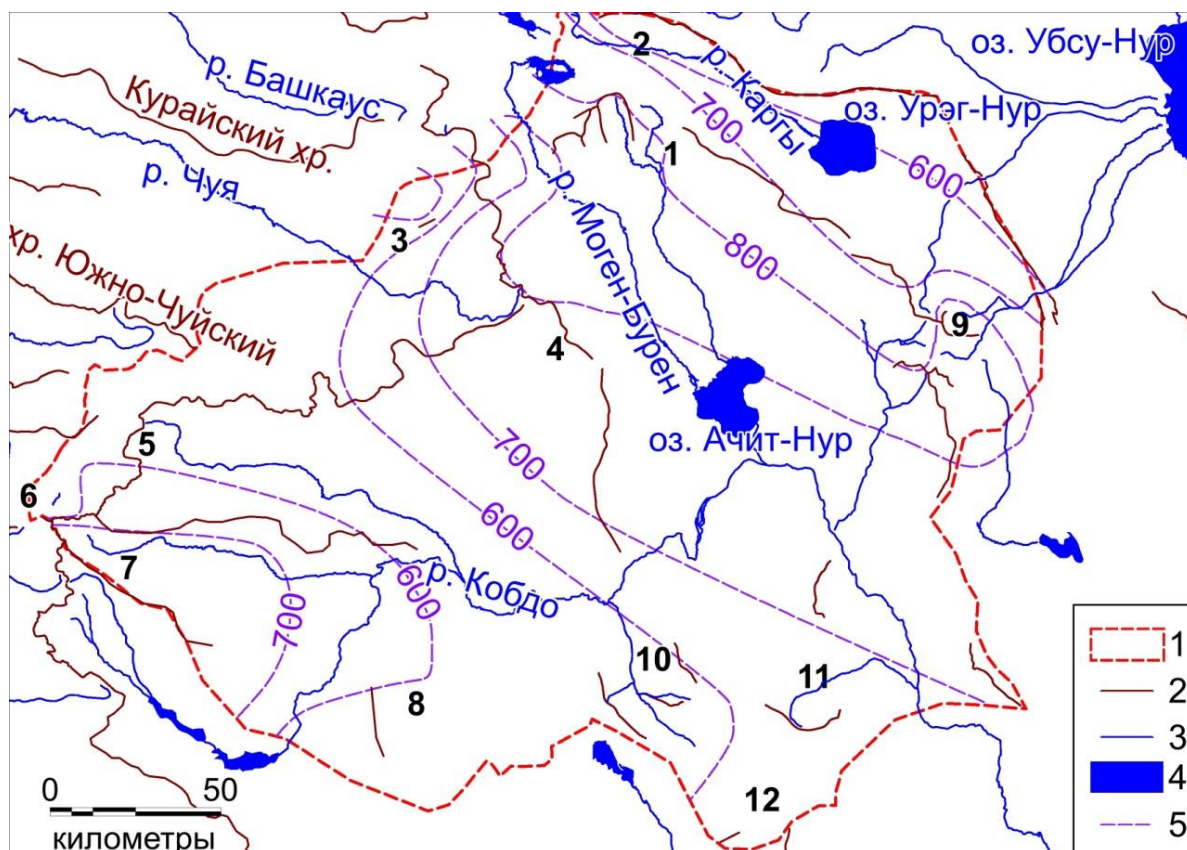


Рисунок 137. Поле распределения депрессии высоты фирновой границы в максимум MIS 4. 1- границы района исследования, 2- реки, 3- озера, 4- горные хребты, 5- изолинии высоты фирновой границы, 6- предполагаемые основные направления влагонесущих атмосферных потоков. Центры оледенения: 1- Монгун-Тайга, 2- Цаган-Шибэту, 3- Талдуайр, 4- Чихачева, 5- Сайлюгем, 6-Таван-Богдо-Ола, 7-Найрамдал, 8- Ценгел-Хайрхан, 9- Турген-Хархира, 10- Хунгуйн-Нуру, 11- Цамбагарав, 12- Сайрын-Ула.

Наибольшие значения депрессии фирновой границы- около 800 м получены для массива Монгун-Тайга, эта величина вполне согласуется с полученными для Русского Алтая П.А. Окишевым [122], [124] значениям 800-850 м или оценкам М.Г. Гросвальда [45] депрессии фирновой границы в позднем плейстоцене для Саяно-Тувинского нагорья в 800-900 м; но больше, чем величина в 600-700 м. для юго-запада Тувы, полученная Н.А. Ефимцевым [60].

В других частях резкоконтинентального района северо-запада Внутренней Азии диапазон рассчитанных значений составил от 780 до 400 м. Впрочем, такая значительная амплитуда не должна смущать, ведь даже по хорошо изученным районам Алтае-Саян имеются существенные расхождения между оценками депрессии фирновой границы для позднего неоплейстоцена по данным разных авторов. Так согласно Л.Н. Ивановскому [69] величина депрессии изменялась от 1000 м на западе Алтая до 600 м на востоке. О.А. Раковец и Г.А. Шмидт Раковец и Шмидт [132] рассчитали, что в максимум чибитского оледенения фирновая граница была ниже современной на 450 м для массива Табын-Богдо-Ола, на 500 м для хр.

Южный Алтай, на 650 м для Катунского хребта, для Шапшальского хребта от 400 м (южный склон) до 600 м (северный склон). В.П. Галахов и Р.М. Мухаметов [29] для бассейна р. Чаган-Узун в ледниковый максимум 70 тыс. лет назад приводят величину депрессии 380-400 м. Впрочем, реконструкции некоторых исследователей содержат существенно бóльшие изменения высотного положения фирновой границы. Л.А. Варданыц для Центрального Алтая приводил величину 1150 м [23].

Зона повышенных значений депрессии фирновой границы протягивается от массива Монгун-Тайга в юго-восточном направлении. Как мы уже отмечали ранее, в пределах сравнительно небольшой территории с малой протяженностью с севера на юг отличия средней летней температуры от современной должны были быть приблизительно одинаковы. Следовательно, основной причиной разных значений депрессии фирновой границы было различие в количестве осадков, в данном случае обеспечивавшееся повышенным увлажнением северной части региона за счет затоков влаги с северо-запада. В меньших масштабах подобное явление имело место на юго-западе территории, где влагоперенос осуществлялся с юго-запада.

Деградация оледенения MIS-4 не была одноактной- повсеместно в исследуемом регионе обнаруживаются 1-2 постмаксимальные стадии, причем наиболее молодые морены перекрывают в некоторых местах образования максимальной стадии. Это явление нами достаточно подробно описано выше на примере массивов Монгун-Тайга, Тургени-Нуру и Хархира. На мой взгляд подобное явление надвига и перекрытия молодой мореной более древних образования может быть не обязательно связано с интенсивным стадийным похолоданием. Одной из причин может являться тектоническая активизация и ускоренный подъем гор после максимальной стадии оледенения, что привело к врезанию рек, увеличению расчлененности рельефа и в последующие короткие похолодания на фоне общего тренда к потеплению ледники были более динамичными и в меньшей степени испытывали растекание, продвигаясь в виде относительно узких языков.

Возможна и еще одна причина. В максимальную стадию оледенения в нижних частях ледников накапливалось огромное количество моренного материала, выносимого к краю ледников на всем протяжении прогрессивной фазы оледенения. Соответственно, при последующем потеплении края ледников не столько стаивали, сколько образовывались обширные участки забронированных мертвых льдов на месте бывших ледниковых лопастей. В устьях трогов, где мощности ледников были большими, а лед более подвижным за счет больших уклонов те же процессы бронирования приводили к формированию каменных глетчеров. На фоне потепления и таяния льдов сползание каменных глетчеров ускорялось и они продвигались через поля маломощных мертвых льдов, перекрывая их. В пользу этого

предположения говорит моренно-холмистый рельеф этих относительно молодых образований, свидетельствующий об активных термокарстовых процессах в период после их подвижки.

В максимум оледенения MIS-2 суммарная площадь ледников исследуемой территории, согласно реконструкции автора составляла примерно 3873 км<sup>2</sup>, из них 2255 км<sup>2</sup> приходились на долю ледников активного типа. Таким образом, площадь оледенения была примерно в 1,5 раз меньше, чем в максимум MIS-2. При этом нижний предел развития поднялся с 1700 м до 1960 м, высота фирновой границы в среднем возросла на 100 м. такое значительное сокращение площади оледенения связано с тем, что в максимум MIS-2 в нижних частях ледников не образовывались предгорные лопасти, имевшие в максимум MIS-4 большие площади.

Наиболее крупным центром оледенения по-прежнему оставался хр. Сайлюгем, однако по площади ледников активного типа первое место занимал хр. Чихачева. Центры оледенения северо-западной части территории имели большую степень отличия площади оледенения от современной, чем центры оледенения юго-восточной части региона.

Суммарный объем оледенения составлял примерно 484 км<sup>3</sup>, т.е. примерно в 1,4 раза меньше, чем в максимум MIS-4 (табл. 71).

Таблица 71. Основные характеристики реконструированного оледенения MIS 2.

Центр оледенения	S, км <sup>2</sup>	S <sub>a</sub> , км <sup>2</sup>	S <sub>0</sub> , км <sup>2</sup>	S <sub>a</sub> / S <sub>0</sub> , раз	V, км <sup>3</sup>	Z <sub>н</sub> , м	ΔZ <sub>ф</sub> , м
Монгун-Тайга	318	243	20,2	12	42,4	2040	690
Таван-Богдо-Ола	74,2	67	22,8	3	11,1	2420	460
Цаган-Шибэту	33,8	33,8	0,05	676	2,5	2310	400
Талдуайр	29,7	23,9	1,1	22	1,3	2450	340
Сайлюгем и Согостын-Нуру	953,7	311,4	3,9	80	73,1	2070	535
Найрамдал	541,6	350,3	71,4	5	124,2	2220	580
Турген-Хархира	625,2	381,1	64,8	6	86,5	1960	730
Чихачева	511,3	445,9	29,8	15	95,4	1980	620
Ценгел-Хайрхан	269	111,5	10,2	11	14,1	2350	510
Цамбагарав	242,4	154,2	72,5	3	21,2	2260	545
Сайрын-Ула	45,7	33,1	6,7	7	3,5	2590	500
Хунгуйн	228,0	99,9	8,5	12	8,9	2230	485
	3872,6	2255,1			484,2		

Для ледников максимума MIS-2 была характерна та же экспозиционная асимметрия, что и в максимум MIS-4, проявлявшаяся в преимущественном развитии в северной половине

региона ледников склонов южных экспозиций. Как показывает анализ поля распределения значений депрессии фирновой границы (рис. 138) на севере региона на 200-400 м превышали соответствующие значения на юге региона.

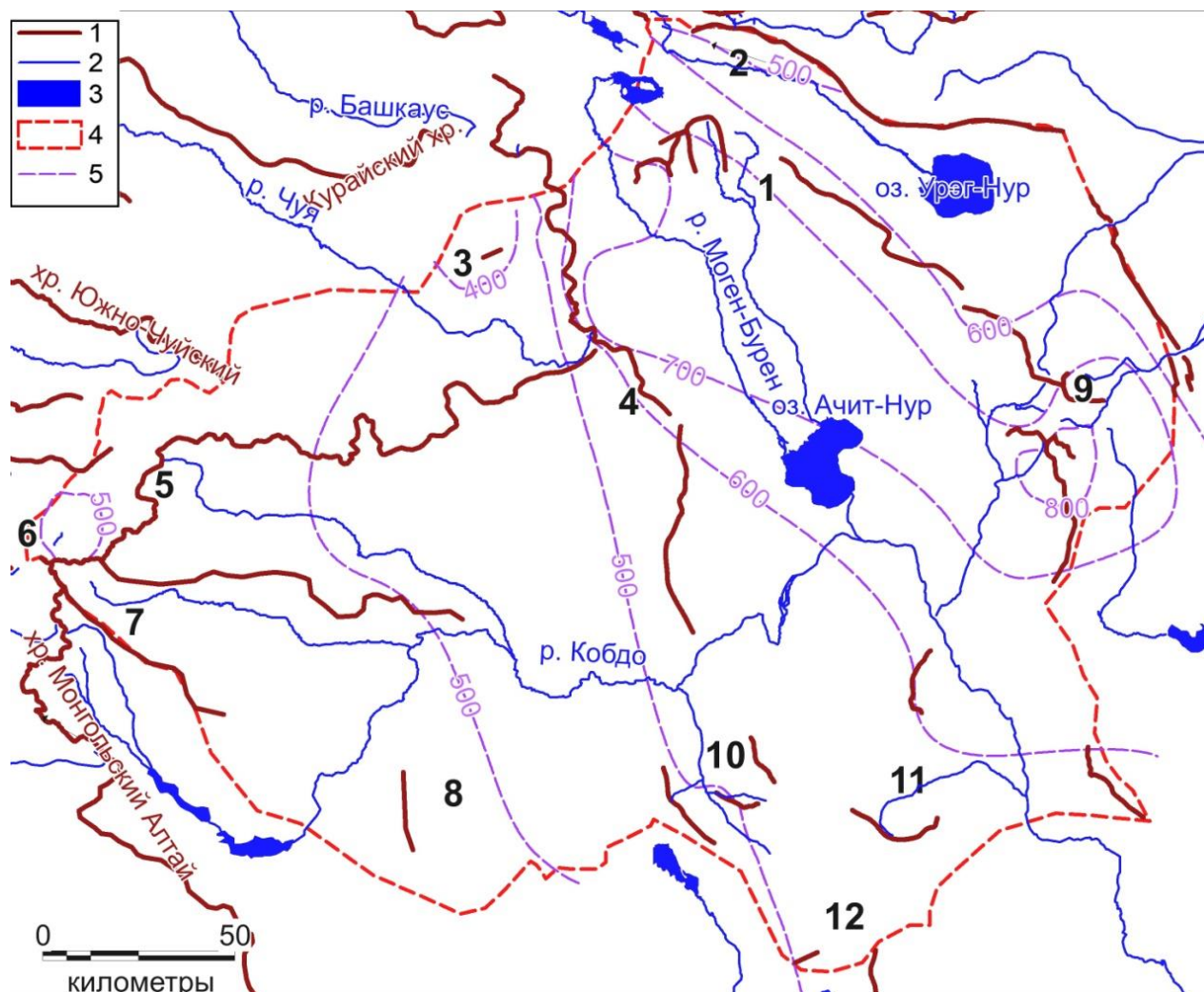


Рисунок 138. Поле распределения депрессии высоты фирновой границы в максимум MIS 2. 1- границы района исследования, 2- реки, 3- озера, 4- горные хребты, 5- изолинии высоты фирновой границы. Центры оледенения: 1- Монгун-Тайга, 2- Цаган-Шибэту, 3- Талдуайр, 4- Чихачева, 5- Сайлюгем, 6-Таван-Богдо-Ола, 7-Найрамдал, 8- Ценгел-Хайрхан, 9- Турген-Хархира, 10- Хунгуйн-Нуру, 11- Цамбагарав, 12- Сайрын-Ула.

При этом на схеме, как и в максимум MIS-4 четко просматривается полоса повышенных значений депрессии фирновой границы, протягивающаяся от массива Монгун-Тайга к массиву Хархира. На основании этого можно также предположить, что эта полоса маркирует преобладающее направление движения влажных воздушных масс в максимум оледенения. Усиление влияния переноса влаги с северо-запада в северной части региона должно было являться основной причиной отмеченной экспозиционной асимметрии.

Еще одной особенностью ГК MIS-2 является уменьшение количества стадийных морен с северо-запада на юго-восток, т.е. уменьшения количества ГК третьего порядка в составе ГК второго порядка. Если в массиве Монгун-Тайга в большинстве долин надежно выделяются четыре постмаксимальных морены, а в долине р. Толайты не менее 6 стадийных морены, то в хр. Хунгуйн-Нуру, Цамбагарав, Сайрын-Ула можно говорить о 2-3 стадийных валах, а во многих долинах выше максимальной стадии стадийные морены MIS-2 отсутствуют.

Следует отметить еще одну закономерность- выпадение стадийных морен более характерно для долин северных экспозиций, что, например, наблюдается на северном склоне массива Таван-Богдо-Ола, в долине р. Северный Турген-Гол, в долинах притоков р. Хатугийн-Гол в хр. Хунгуйн-Нуру, в верховьях р. Эрегтийн-Гол в хр. Цамбагарав.

Проблема выпадения стадийных морен при движении от Центрального Алтая к востоку и юго-востоку подробно исследовалась Л.Н. Ивановским [66]. Среди основных причин этого явления Л.Н. Ивановский выделил следующие:

1. Уплощенный рельеф, благоприятный для развития необратимого ледникового процесса при регрессе оледенения, т.е. оледенение резко ослабевало при подъеме снеговой границы и отступало скачкообразно
2. За счет меньшего опускания снеговой линии в восточных районах Алтая последовательно для каждой стадии и осцилляции депрессия снеговой линии была уменьшена. Соответственно, конечные морены окажутся сближены, а при малых размерах ледников могут сливаться, образуя единые моренные комплексы, за счет чего «одной конечной морене на юго-востоке Алтая соответствует целых пять конечно-моренных гряд в горах Биш-Иирду» (стр. 63).
3. В условиях резкоконтинентального климата его изменение на леднике воздействовало слабее, чем при климате континентально-циклоническом, влажном, за счет чего ледники испытывали меньшие изменения своих размеров, были более стабильными и накапливали мощные конечные морены, т.е. не все колебания климата здесь обязательно фиксировались моренами.

Отметим, что последнее положение объясняет одну из причин хорошей сохранности и четкости древних морен за счет их больших масштабов, что в свою очередь, позволяет говорить о существовании гляциогенных комплексов.

К перечисленным причинам мне хотелось бы добавить еще одну. Как показывают наблюдения, в резкоконтинентальном районе северо-запада Внутренней Азии воздействие ледников на ложе минимально (причиной чему – наличие нетронутых ледниковой эрозией рыхлых доледниковых отложений, освобождающихся из-под отступающих ледников),

соответственно основная масса моренного материала не захватывается ледниками при движении снизу, а представляет собой осыпной материал, поступающий на поверхность ледника с окружающих его склонов и транспортируемый ледником к своему языку. Поэтому возможность ледника формировать морены в большой степени определяется крутизной окружающих склонов, их заснеженностью, интенсивностью выветривания. Соответственно у ледников, развивавшихся в слабоврезанных долинах, как, например, на северном склоне массива Таван-Богдо-Ола, осыпного материала на ледники поступало мало и морены фиксировали только наиболее крупные и продолжительные похолодания, позволявшие накапливаться у края ледника моренному материалу в течение продолжительного времени. Подобное имело место, например, при максимальных стадиях оледенений, фиксировавших большую часть моренного материала, поставляемого на ледник в прогрессивную ветвь оледенения. Соответственно, при сравнительно коротких похолоданиях материал у края ледника просто не успевал накапливаться в достаточных количествах для формирования морен.

Подводя итог данной главе, хотелось бы еще раз подчеркнуть основные особенности исследованных предгорно-котловинных и среднегорных ГК:

1. Пространственную асимметрию, характерную для северной части исследуемого региона: развитие наиболее масштабных ГК на южных склонах, что связывается с изменением направления влагонесущих атмосферных потоков на северо-западное
2. Большие значения депрессии фирновой границы и отличий площади оледенения от современного для северных и западных районов региона
3. Надвиг постмаксимальных морен или перекрытие ими морен максимума MIS 4 на некоторых участках предгорно-котловинных ГК
4. Уменьшение количества стадийных морен с северо-запада на юго-восток и преимущественное их выпадение на северных склонах для среднегорных ГК.

## **Глава 6. Палеоклиматические реконструкции для периодов формирования ГК и прогнозы их будущих изменений.**

### **6.1. Палеоклиматические сценарии для модельного массива Монгун-Тайга**

#### **6.1.1. Пояснения к методике создания климатических сценариев**

Основной задачей создания климатических сценариев было получение данных о климатических условиях, определявших процессы создания и трансформации ГК в ключевые для них моменты. Временные срезы, для которых проведена реконструкция следующие:

1. максимум MIS-4, когда сформировались те предгорно-котловинные ГК, которые сохранились к настоящему времени,
2. начало (58-43 тыс. л.н.) и окончание (27-25 тыс. л.н.) потепления MIS-3, когда ГК того времени испытывали существенную эрозионную трансформацию на фоне сокращения ледников,
3. максимум MIS-2, когда начали формироваться среднегорные ГК,
4. позднедриасовое похолодание, после которого ледники резко сократились и окончательно сформировались среднегорные ГК,
5. начало (около 9 тыс. л.н.) и окончание (около 5 тыс. л.н.) теплого среднего голоцена, когда имел место новый этап эрозионного расчленения ГК при сильном сокращении ледников
6. максимум малой ледниковой эпохи, после окончания которой высокогорные ГК оформились в современном виде

Используя для расчетов климатических условий разработанную нами модель, основанную на подходе Г.Е. Глазырина, мы получаем несколько различных климатических сценариев рассматриваемой эпохи, из которых, при наличии дополнительных данных мы можем выбирать наиболее вероятные.

Находки ископаемой древесины в высокогорной части массива Монгун-Тайга доказывают необходимость учета тектонических движений при реконструкциях климатов, т.к. объясняя подъем верхней границы леса на 600 м только климатическими причинами, пришлось бы допустить подъем летних температур в эпоху MIS-3 на 4,1°C, что значительно превышает оценки климатических отличий данного периода для умеренных широт Земли. Рассчитываемые сценарии могут быть существенно скорректированы на основании информации о тектонических движениях в массиве в исследуемый период.

По данным Л.К. Зяtkовой [64], на территории Алтае-Саянской горной страны наиболее активное поднятие, амплитуда которого достигала 700-1000 м, проявилось в раннечетвертичное

время. В более позднее время подъем, вероятно, не превышал первых сотен метров. При этом в голоцене наблюдается новая активизация восходящих движений в большинстве районов Алтая и Саян. Л.Н. Ивановский [69], отмечая увеличение амплитуды ступенчатости каров при движении к юго-востоку Алтая, связывает это с увеличением в данном направлении амплитуды неотектонических движений. Он же отмечает надвиг стадиальных морен (II фазы) на более древние (I фазы) на юго-восточном Алтае, что также связывается автором с поднятиями здесь горных хребтов. М.А. Душкин [55] по данным «юных террас» в верховьях р. Актру оценивает подъем в данном районе 1-1,5 см/год.

О тектонических движениях в позднем плейстоцене можно судить по наличию на территории массива Монгун-Тайга новейших разломов с вертикальной амплитудой до 500 м, функционирующих и в настоящее время, о чем свидетельствуют смещения новейших отложений и горных пород. Сейсмодислокации (ступенчатые рвы и микротеррасированность), в частности, наблюдаются на левобережье верховьев р. Шара-Хорагай. Район массива относится к зоне проявления современных землетрясений силой 7-8 баллов. Наиболее известны Ачитнурское землетрясение 19.10.1938 г. и Урэг-нурское 15.05.1970 г., каждое силой 8 баллов в эпицентре.

Об активном подъеме массива Монгун-Тайга в период после максимума MIS-4 может говорить надвиг и перекрывание морен максимума моренами наиболее молодой стадии MIS-4. Последующая “разгрузка” благодаря дегляциации массива, возможно, также вносила вклад в его дальнейший подъем. О последнем свидетельствуют следы эрозионного расчленения на территории массива в MIS-3. Так Ю.П. Селиверстов [197] отмечает, что следы эрозионной деятельности в долинах массива Монгун-Тайга прослеживаются как минимум до абсолютной высоты 3100 м, достигая иногда величин до 500 м. Ю.П. Селиверстов также выделял на территории массива три уровня днищ цирков (исходных поверхностей трогов) - 3400 м, 3100 м и 2600-2700 м, рисского, раннеюрмского и позднеюрмского времени заложения, соответственно. Тот факт, что конечные морены MIS-2 расположены выше MIS-4, вложены в них и имеют меньшее пространственное распространение, свидетельствуют о более высоком положении снеговой границы MIS-2 по сравнению с MIS-4. Очевидно, цирки MIS-4 были приподняты в последующее время на сотни метров.

О тектонических движениях в позднем неоплейстоцене можно также судить по ряду других косвенных признаков: наличию висячих долин, значительному (на 300-400 м) уменьшению врезанности троговых долин по направлению от цирков вниз, ступенчатому продольному профилю высокогорных частей долин.

Амплитуду подъема высокогорной части массива Монгун-Тайга в позднем неоплейстоцене можно оценивать минимально в 400 м. Мы примем в дальнейших



палеогеографических построениях высоту массива в максимум MIS-4. на 400 м ниже современной, взяв это время за начальную точку последующего подъема, т.е. средняя скорость подъема составляла 5,3 мм/год. Подобная скорость положительных тектонических движений вполне сопоставима с данными других авторов по горным территориям Евразии. Так реконструированная скорость подъема Тибетского плато по 87 различным точкам в среднем с последнего ледникового максимума составила 5,8 мм/год [260].

Расчетные сценарии для различных входных данных по температуре и осадкам при известной депрессии фирновой границы можно представить в виде зависимости количества осадков от температуры (рис. 139), в таком случае конкретные сценарии на этой зависимости могут быть показаны в виде точки. Основная сложность заключается в правильном выборе этой точки для принятия базового сценария.

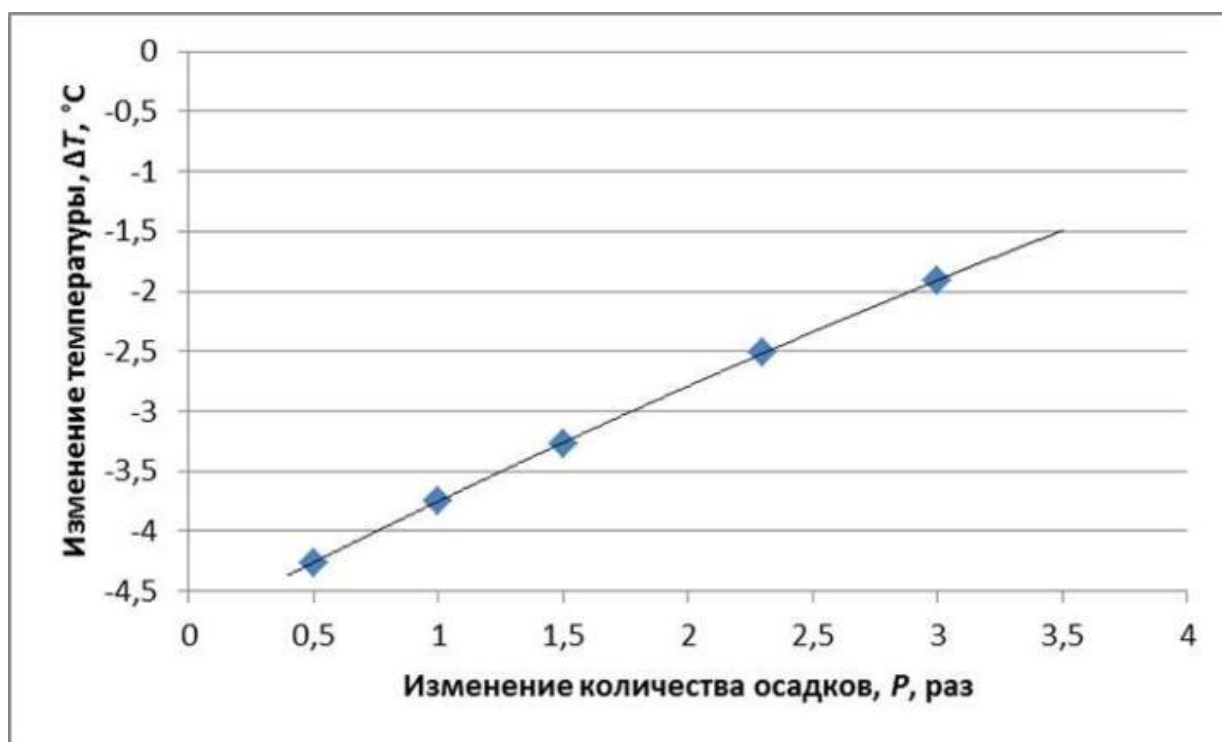


Рисунок 139. Зависимость изменения температуры от изменения количества осадков для климатических сценариев максимума MIS-4.

Выбор наиболее вероятных сценариев осуществляется на основе информации о климатах прошлого, однако, допускаемые количественные значения метеопараметров требуют дополнительного обоснования. Так, например, мы исходим из предположения увеличения количества осадков в MIS-4 и уменьшения в MIS-2 и в позднем дриасе, а также относительно сухих условий в периоды начала межледниковья MIS-3 и раннеголоценового оптимума и роста увлажнения в позднеголоценовый оптимум. Очевидно, что связи температуры и осадков при этом должны были быть обратными друг другу, причем характер этих связей во многом должен

был определяться региональными особенностями климата Алтая, интенсивностью атмосферной циркуляции, положением основных центров действия атмосферы.

Увеличение количества осадков в MIS 4 было, вероятно, связано с усилением западного переноса на фоне понижения температуры. Подобное изменение летней температуры и увеличение числа осадков можно сейчас наблюдать на Алтае и Монголии при движении с юго-востока на северо-запад, т.е. с попаданием в сферу более интенсивного западного переноса. Данные по 23 метеостанциям указанных регионов свидетельствуют о наличие достаточно отчетливой связи летних температур и осадков (рис. 140), что позволяет использовать последнюю при моделировании климатов MIS-4 и MIS-3, когда, вероятно, западный перенос ослабевал.

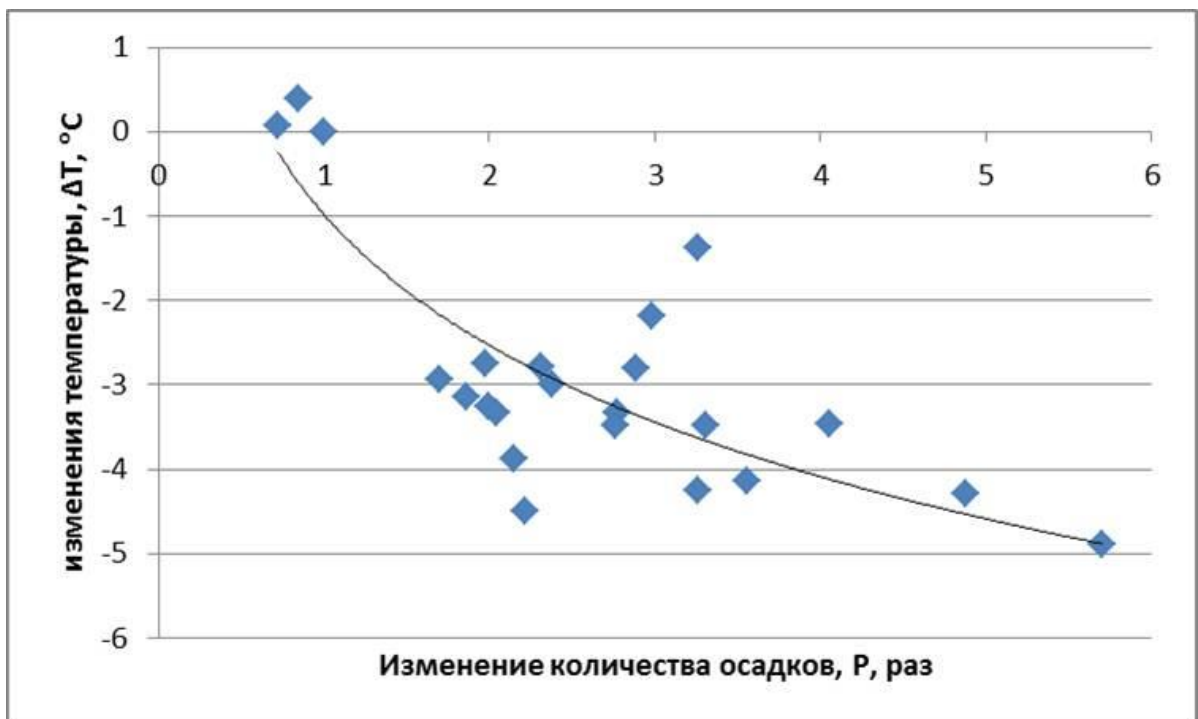


Рисунок 140. Связь относительного количества осадков (отличия от суммы летних осадков массива Монгун-Тайга, P, раз) и приведенных к высоте 1830 м относительных температур (отличий средних летних температур, T, °C) от массива Монгун-Тайга для варианта увлажнения при похолодании, построенная по современным данным.

Поскольку все расчеты климатических сценариев строились через информацию по метеостанции Мугур-Аксы, значения средних летних температуры по всем метеостанциям были приведены к высоте последней (1830 м), затем осадки и температура были переведены в относительные величины P, раз и ΔT, °C. Была получена логарифмическая зависимость:

$$\Delta T = 2,245 \ln P - 0,9779 \quad (20)$$

Корреляция этих параметров оказалась отрицательной (-0,69).

Объединив эту зависимость с полученными для каждого периода зависимостями между отличиями температур и осадков от современных значений для разных стадий, мы получаем решаемую систему уравнений.

Уменьшение количества осадков в максимумы ледниковых стадий могла быть вызвано перехватом атлантических осадков ледниковыми образованиями Европы и Западной Сибири или усилением Сибирского антициклона. Перестройка атмосферных процессов при переходе к ледниковью, возможно, была схожей для массива с современной сезонной перестройкой, когда с понижением температуры от лета к осени количество осадков резко сокращается, а давление растет. Поэтому, для обоснования климатических сценариев возможно использование зависимости отношения количества осадков в данном месяце к среднему количеству осадков за один летний месяц (среднее многолетнее количество осадков за летний сезон, деленное на 3) от средней температуры месяца по данным метеостанции Мугур-Аксы. При этом предполагается, что при криоаридизации с уменьшением средней температуры лета осадки сокращались во столько же раз, как в зависимости современных среднемесячных осадков от температуры. Была получена зависимость осадков от температуры (коэффициент корреляции 0,75) (рис. 141), позволившая рассчитать ряд климатических сценариев при криоаридизации:

$$P = 0,6635e^{0,0748\Delta T} \quad (21), \text{ где:}$$

$P$ - изменение количества осадков, раз;  $e$ - основание натурального логарифма;  $-\Delta T$ - относительная средняя летняя температура

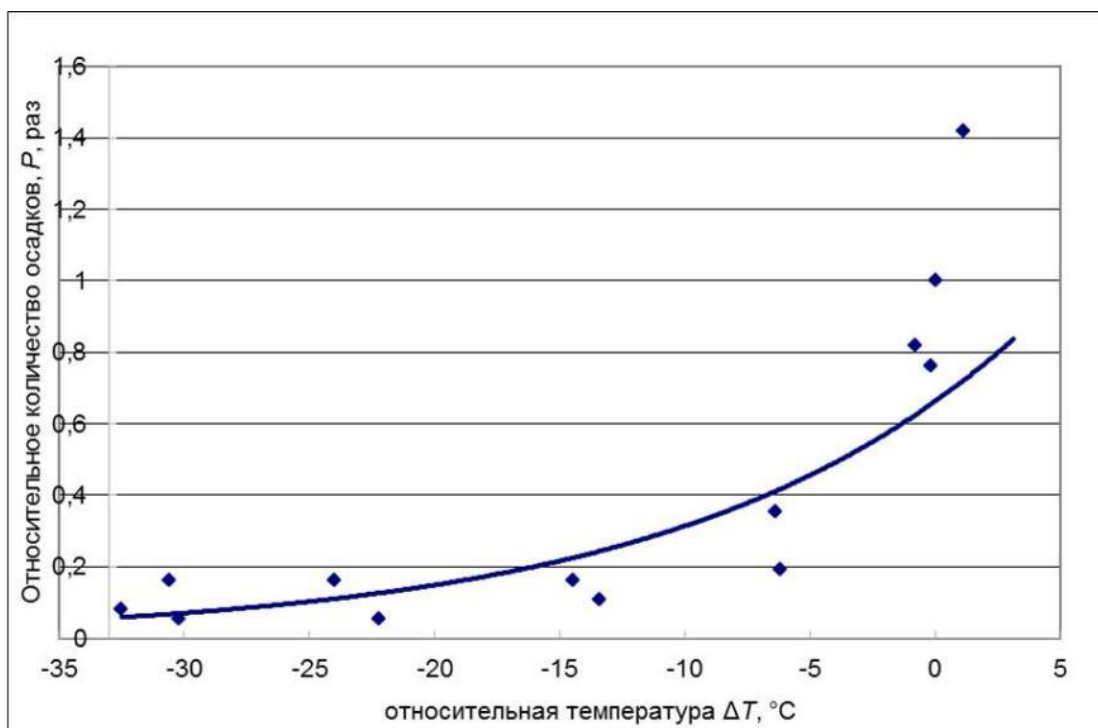


Рисунок 141. Связь изменения количества осадков  $P$  (раз) от средней летней температуры ( $T$ , °C) для варианта криоаридизации.

Климаты позднего неоплейстоцена не могут быть реконструированы исключительно по данным о периодах максимальных ледниковых надвигов. Восстановление климатических условий межстадиалов и межледниковий по моренным комплексам того времени невозможно, т.к. они могли быть уничтожены последующими наступаниями ледников. Наличие в массиве погребенных под современными ледниками каров и цирков свидетельствует о периодах сокращения ледников. По их высотному положению можно реконструировать примерную высоту снеговой границы и рассчитать соответствующие климатические условия, однако затруднительна их временная привязка.

Поэтому для периодов сокращения ледников был использован другой подход. Реконструкция климата эпохи MIS-3 была осуществлена по данным об ископаемой древесине, найденной в массиве, и на основе приведенной климатической модели, но по сравнению с периодами ледниковых наступаний была решена обратная задача: по различию высотных положений современной верхней границы леса и древней границы леса (высота находок ископаемой древесины) была найдена разность современных температур лета и температур лета в прошлом (разность высот верхних границ леса была умножена на современный вертикальный температурный градиент), для сочетания реконструированной температуры с разным количеством осадков была получена возможная высота фирновой границы и оценена вероятность существования в то время в массиве ледников. Реконструкция возможных размеров ледников осуществлялась с помощью зависимости 16 (стр.139).

Для периода наибольшего потепления в раннем голоцене расчеты осуществлялись аналогичным образом по высоте находки древесины с календарным возрастом  $9120 \pm 110$  (ЛУ-6949), для атлантического оптимума - по находкам древесных остатков с календарным возрастом  $5250 \pm 160$ ,  $4820 \pm 130$  (ЛУ-5830). Информация о количестве осадков была получена по данным других авторов (палеоклиматические реконструкции).

### **6.1.2. Информация о климатах исследованных временных срезов, использованная при выборе климатических сценариев**

Важную роль в выборе наиболее вероятных климатических сценариев служат палеоданные различных авторов о климатах прошлого, в первую очередь температуры и количества осадков.

Колебания температуры в значительной степени связаны с изменениями инсоляции. Согласно кривой М. Миланковича [96] минимумы инсоляции для  $65^\circ$  с.ш. имели место 115, 72, 47 и 25 тыс. л.н.

Специфика оледенения внутренней Азии состоит в его наибольшей чувствительности к изменению количества осадков, являющегося для ледников основным лимитирующим фактором. Данные В.Я. Сергина и С.Я. Сергина [160] об отклонении разностей температуры экватора и полюсов за последние 120 тысяч лет, вычисленные на основе колебаний астрономических параметров Земли, могут служить основой выделения периодов различной интенсивности атмосферной циркуляции. Периоды максимальных температурных контрастов приходятся, согласно их расчетам, на 110, 70 и 25 тыс. л.н.; минимумы – на 95, 47 и 10 тыс.л.н. Увеличение температурных контрастов должно соответствовать периодам активизации атмосферной циркуляции и общему увеличению количества осадков. Подобные периоды, вероятно, соответствуют начальным стадиям ледниковий, когда на суше происходило активное накопление твердых осадков. Однако данная модель изменения температурных контрастов имеет и существенные недостатки, т.к. при вычислениях альбеда высоких и низких широт принималось равным современному.

**MIS-5 и MIS-4.** Согласно данным различных авторов, последнему оледенению предшествовал интергляциал, значительно более теплый, чем современное межледниковье. Так в стадию MIS-5-е согласно [245] в северной Гренландии температура была в среднем на  $8^{\circ}\text{C}$  выше современной. Схемы, составленные И.И. Борзенковой [63], позволяют полагать, что в это межледниковье средние глобальные температуры воздуха превышали современные летние температуры на  $1,2^{\circ}\text{C}$  летом и на  $1,8^{\circ}\text{C}$  зимой. Отклонения температур от современных достигали  $5^{\circ}\text{C}$  летом и  $6,5^{\circ}\text{C}$  зимой в средних широтах,  $7,6^{\circ}\text{C}$  летом и  $8^{\circ}\text{C}$  зимой в высоких широтах. Количество осадков также было больше современных в большинстве районов: на севере Западной Европы и европейской части России, на севере Сибири и Канады годовые суммы осадков превышали современные на 200-300 мм, на юге Сибири на 100-150 мм. Расчеты Николаева и Блюм [118] свидетельствуют, что оледенение Земли было в тот период меньше современного на величину, равную современному оледенению всего Северного полушария или Западной Антарктиды.

Тем не менее, не во всех районах ледники испытывали одинаковое сокращение. Согласно палеоклиматическим картам периода около 125000 тыс.л.н. [75] на северо-западе Внутренней Азии средние январские температуры были близки к современным, а средние температуры июля даже чуть ниже современных (на  $0,5^{\circ}\text{C}$ ), средние годовые температуры примерно на  $0,5^{\circ}\text{C}$  ниже современных. Одновременно годовая сумма осадков превышала современную примерно на 100 мм. Расчеты по нашей модели для массива Монгун-Тайга показывают, что при таких климатических условиях фирновая граница находилась в среднем на

180 м ниже современной, а оледенение, с учетом меньшей, чем сейчас, высоты массива имело, все же, меньшую площадь, чем в современную эпоху.

Вопрос о продолжительности этой межледниковой эпохи, а именно ее соответствие только подстадии MIS-5-е или всей стадии MIS-5 является дискуссионным и выходит за рамки моего исследования. В любом случае после наиболее теплого Эмского времени имел место тренд к похолоданию и возрастали климатические контрасты между уже охлажденным континентом и еще теплым океаном. По данным [226], в период MIS-5d-MIS-4 уровень моря снижался более чем на 20 м, что эти авторы связывают с формированием ледниковых щитов в Скандинавии, Канаде и на плато Путорана. Ледниковые надвиги этого периода в южном направлении не были максимальными и уступали наступаниям ледников MIS-2 в масштабах. В Арктике и, возможно, Субарктике оледенение в MIS 4, однако, достигло максимальных размеров.

Снижение уровня летней инсоляции в высоких широтах способствовало охлаждению материков и росту термических контрастов между сушей и океаном. За счет последнего еще более усиливалась атмосферная циркуляция и происходил вынос влажного воздуха с океанов на сушу. При переходе от оптимума межледниковья к оледенению сперва происходил рост термических градиентов на полярных фронтах в условиях ослабленного межширотного обмена воздушными массами. Это приводило к усилению циклонической активности и увеличению переноса влаги с поверхности теплого океана на континент. Согласно модели Рудимана-Макинтайра [249] в изотопные стадии 5d-5b ледники высоких широт росли в условиях еще теплого океана, но уже охлажденных континентов. Подобные условия благоприятны и для быстрого роста ледников в центре Евразии, которые особенно чувствительны к изменению количества осадков, что может служить объяснением тому, что наибольший надвиг ледников в позднем неоплейстоцене в резкоконтинентальном районе северо-запада Внутренней Азии мы относим к стадии MIS-4. Быстрый рост объемов материкового оледенения подтверждается данными [118], согласно которым после оптимума рисс-вюрмского межледниковья всего за 5-10 тыс. лет на сушу переместилось такое количество воды, что уровень океана понизился до отметки -60 м.

Об увеличении количества осадков в высоких и средних широтах в начальные периоды нарастания ледников свидетельствуют максимально высокие за весь плейстоцен уровни ранневюрмских трансгрессий в озерных бассейнах между 35 и 50° с.ш. Так, максимальное раннехвалынское повышение уровня Каспия датируется по TL данным и наличию экскурса Блейк 113-70 тыс. лет [63]. В районе Котловины Больших озер количество осадков, вероятно, также превышало современное, о чем свидетельствуют данные об озерных трансгрессиях 90 и 76-63 тыс. лет назад [49].

Характер изменения температур при переходе к ледниковым наступаниям MIS-4 достаточно наглядно иллюстрируется данными китайских исследователей, полученных по ледяным кернам по ледниковой шапке Гулия в Тибете [255], согласно которым переход от теплой стадии MIS 5a к первой холодной стадии MIS 4 (примерно 75 тыс.л.н.) был очень быстрым и продолжался всего 3 года, сопровождаясь понижением температуры примерно на 12 °С. Наиболее низкие температуры за период MIS-4 имели место около 70 тыс.л.н., затем температура медленно повышалась вплоть до 57 тыс.л.н. и начала стадии MIS-3. Резкое изменение атмосферной циркуляции, сокращение площади лесной растительности, а масштабы оледенения увеличились, что нашло отражение в резком (в 2-2,5 раза) увеличении накопления пыли на леднике.

По данным В.А. Зубакова [63] понижение летних температур в раннем вюрме на севере Западной Сибири достигало 7-8°С. Согласно М.В. Тронову [176], повышение или понижение летних температур на 1°С влияет на снеговую границу так же, как уменьшение или увеличение количества осадков на 300 мм, тогда как изменение высоты снеговой границы на 100 метров соответствует изменению количества осадков на 180 мм. Таким образом, изменение температуры на 1°С должно соответствовать изменению высоты снеговой границы примерно на 167 метров (0,6°С на 100 м). П.А. Окишев [122], основываясь на этих закономерностях, предполагает, что реконструированной им для Алтая депрессии фирновой границы 800-850 м соответствовало понижение температуры на 4,8-5,1°С или увеличение осадков на 1440-1530 мм, полагая при этом, что на Алтае позднеплейстоценовое оледенение явилось следствием похолодания и, прежде всего, снижения летних температур, количество же осадков существенно не менялось. Для полученной для массива Монгун-Тайга величины депрессии фирновой границы 800 м подобные расчеты дают понижение температуры на 4,8°С или увеличение осадков на 1440 мм.

В отличие от П.А. Окишева, Е.В. Девяткин [49], [108], основываясь на информации о колебаниях уровней озер Котловины Больших озер, полагает, что позднеплейстоценовым оледенениям соответствовали периоды плювиалов, когда количество осадков возрастало во впадинах до 300 мм, в предгорьях до 500-600 мм, т.е. было больше современного количества в 1,5-3 раза. Наиболее высокий уровень оз. Хиргис-Нур в позднем плейстоцене соответствует интервалу 90-76 тыс.л.н. (III терраса), более низкий, следующего плювиала- времени около 63 тыс. л.н. (II терраса), последний плювиал (I терраса) – около 26 тыс. л.н. [49]. По подсчетам Е.М. Малаевой [92] количество осадков в периоды плювиалов в Котловине Больших озер возрастало до 400-700 мм (при современных 100-300 мм). О повышенной увлажненности в Южной Сибири около 90-95 тыс. л.н. свидетельствуют данные А.С. Ендрихинского [58].

С другой стороны, данные разных авторов [209], [258], [246] об активизации в ледниковые эпохи, включая MIS-4, эоловых процессов и интенсификация эоловой седиментации свидетельствуют об аридизации климата в периоды разрастания ледников.

На взгляд автора, это кажущееся противоречие вполне разрешимо. В начальные фазы роста ледников увеличение количества осадков было связано с упомянутой выше интенсификацией атмосферной циркуляции, что способствовало очень быстрому росту оледенения. По мере развития оледенения океан постепенно охлаждался. Так в период 110-90 тыс. л.н. донные воды Норвежского бассейна были на 2-4°C теплее современных, а около 72 тыс. л.н. - холоднее на 5° [249]. За счет охлаждения океана температурные контрасты между сушей и морем уменьшались. В то же время, преимущественное остывание субполярных вод приводило к росту термических контрастов между высокими и низкими широтами, усилению межширотного обмена воздушными массами и блокировке зональной циркуляции. При этом прекращался рост покровного оледенения в средних широтах и усиливалось оледенение на северной периферии Атлантического океана, где оно было максимальным за поздний плейстоцен [63]. После минимума инсоляции в высоких широтах около 70 тыс. л.н. ее увеличение способствовало уменьшению температурных контрастов между высокими и низкими широтами. Это способствовало ослаблению атмосферной циркуляции к концу MIS 4, что могло привести к уменьшению количества осадков в континентальных районах Евразии. Поэтому после наступления максимальной фазы происходило резкое ухудшение условий питания ледников исследуемого района (Рисунок 142).

Соответственно предгорные ледниковые лопасти максимальной фазы MIS-4 резко деградировали, причем на фоне аридизации климата усиливалась роль испарения, ускорялось бронирование льда моренным материалом, что и объясняет хорошую сохранность моренно-холмистого рельефа на месте былых полей мертвого льда, образовавшихся после импульса аридизации. Максимальная фаза оледенения должна была иметь место около 75 тыс. л.н. или чуть позже, когда температура резко упала (по данным [258]), но количество осадков еще было высоким. Первая постмаксимальная подвижка ледников могла протекать при еще более низких температурах (напр. около 70 тыс. л.н.), но при меньшем количестве осадков, что и выразилось в меньших размерах ледников.



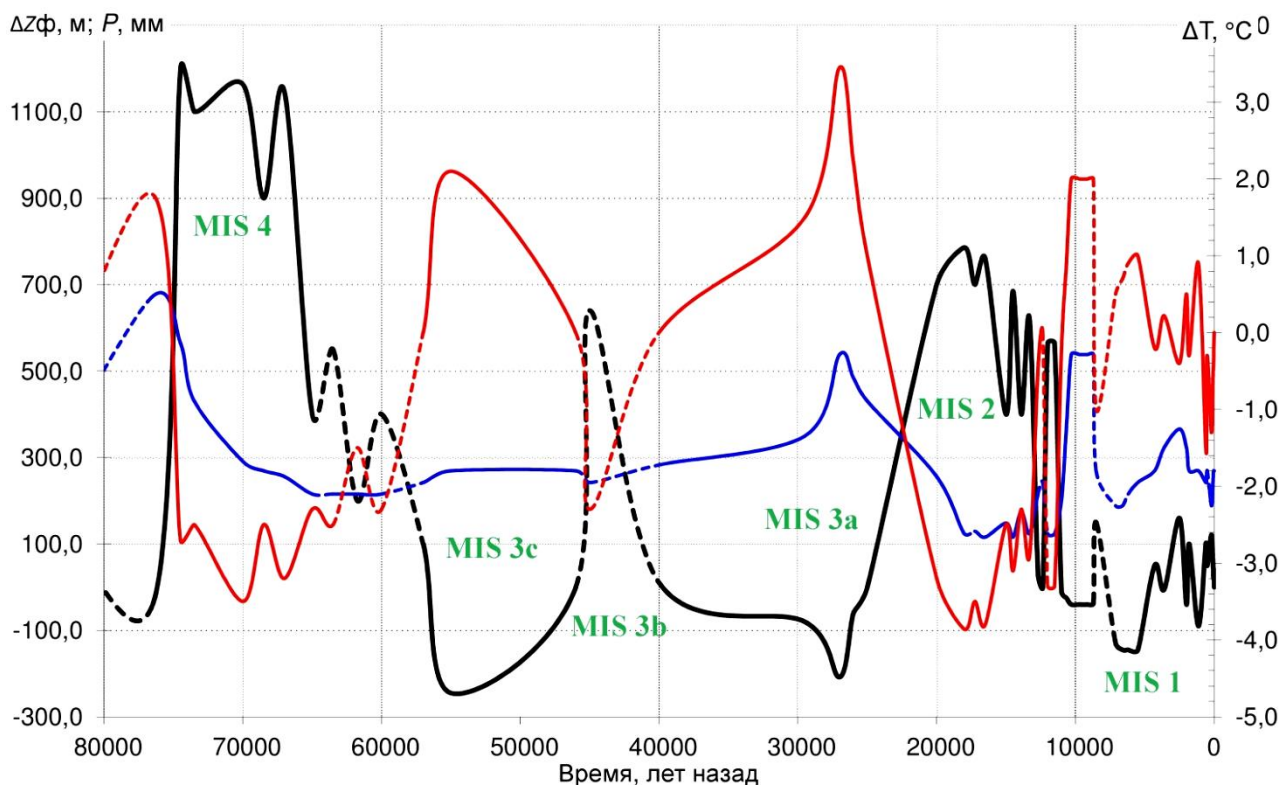


Рисунок 142. Реконструкция изменений количества осадков мм (синяя кривая), относительной температуры °С (красная кривая) и депрессии фирновой границы с учетом тектонического подъема, м (черная кривая). Пунктиром показаны кривые для вероятных ледниковых наступаний, информация по которым для района исследования отсутствует

Вторая подвижка, перекрывшая местами образования максимальной фазы, по гипотезе автора, носила характер пульсации, возможно подвижки каменных глетчеров на месте омертвевших нижних частей ледников, поэтому происходила в начале периода подъема температуры. Вероятно, увеличение таяния в результате роста температур явилось причиной нового подъема уровня озера Хиргис-Нур около 67 тыс. л.н., поэтому эта подвижка должна была иметь место примерно тогда же или чуть раньше.

Отметим, что схожего мнения об изменении увлажненности в Котловине Больших озер придерживался Е.В. Девяткин [49], согласно которому пик плювиальности приходился на конец межледниковья- первую половину оледенения, в максимум и во вторую половину оледенения климатические условия были более аридными. Засушливые условия в конце первой ледниковой стадии последнего оледенения подтверждаются исследованиями эоловых образований в бассейне оз. Убсу-Нур [225], причем авторы отмечают, что дюны этого периода были созданы сильными ветрами с запада-северо-запада.

Согласно расчетам по модели на основе похода Глазырина и зависимости **18**, а также с учетом последующего тектонического подъема, для массива Монгун-Тайга в максимум MIS-4

годовое количество осадков было в 2,1 раза больше современного, а температура летних месяцев на 2,7°C ниже современной.

В пересчете на абсолютные величины для средневзвешенной современной высоты фирновой границы это означает среднюю летнюю температуру -2,2°C, и годовое количество осадков 572 мм, т.е. увеличение количества осадков на 303 мм. Применяя зависимость (13) мы можем определить через различие в депрессии фирновой границы для максимума MIS-4 различия и в изменении абсолютного количества осадков для разных ледниковых центров исследуемого региона.

Проведем подобные вычисления для местного «полюса континентальности» хр. Цамбагарав, где современная фирновая граница расположена на наиболее высоком уровне (3700 м). Различия в депрессии фирновой границы между двумя массивами составило 120 м, по формуле это означает различия в приращении осадков относительно современного количества в 255 мм. Поскольку для массива Монгун-Тайга приращение количества осадков составило 303 мм, это означает, что для хр. Цамбагарав прирост осадков был равен 303 мм – 255 мм, т.е. всего 48 мм.

Используя данные по метеостанции Эрденбурен и рассчитанный нами в главе 4 (стр. 300) высотный градиент количества осадков получим современное количество осадков на современной высоте фирновой границы хр. Цамбагарав- 267 мм. Соответственно в максимум MIS-4 количество осадков на уровне современной фирновой границы здесь было равно 315 мм. Если же привести по современному высотному плювиометрическому градиенту количество осадков к высоте современной фирновой границы массива Монгун-Тайга (для корректного сравнения степени увлажненности этих территорий), то получится величина 277 мм. Таким образом получается, что количество осадков на одинаковой высоте для массива Монгун-Тайга и хр. Цамбагарав в максимум MIS-4 различалось примерно на 300 мм. Это вполне объясняет довольно скромные масштабы древнего оледенения хр. Цамбагарав. Данная величина также иллюстрирует воздействие северо-западного переноса влагонесущих потоков, проявлявшегося в северной половине исследуемого региона.

**MIS-3.** На основании анализа  $\delta^{18}\text{O}$  глубоководных осадков и ледниковых кернов из разных районов мира можно говорить о том, что интервал между холодными стадиями MIS-4 и MIS-2 был в целом несколько более теплым, чем они, но существенно холоднее, чем межледниковые периоды. В то же время накопленные к настоящему моменту палеогеографические данные позволяют говорить о существенной внутренней неоднородности стадии MIS-3 и о пространственных климатических различиях. Исследователи палеоледенения Китая [255] отмечают, что первая фаза MIS-3с по температуре примерно соответствует фазе

MIS 5a, средняя фаза MIS 3b соответствует по температуре прохладной фазе MIS 5b, а поздняя фаза MIS 3a – наиболее теплая, когда температуры почти достигли уровня MIS 5e.

**MIS 3c.** По данным исследования ледниковых кернов ледника Гулия в Тибете [255], ранняя фаза MIS-3 c (примерно 60-54 тыс. л.н.) была на 3°C теплее современного климата. По данным [254] в бассейне Зойджи на востоке Тибета альпийская и субальпийская луговая растительность сменилась хвойными лесами в сочетании с альпийскими лугами, при этом температура была на 0,7-1,6°C выше современной, а количество годовых осадков достигло 550-690 мм.

Расчет климатических условий и возможных масштабов оледенения для массива Монгун-Тайга в период около 55 тыс.л.н. на основании датированных  $^{14}\text{C}$  находок древесины осуществлялся по следующему алгоритму. Зная среднюю температуру июля на высоте метеостанции Мугур-Аксы, равную 13,1°C, и приняв вертикальный температурный градиент для массива 0,69°C на 100 м, можно рассчитать среднюю температуру июля на высоте современной верхней границы леса (2400 м) - 9,2°C. Дальнейшие расчеты строятся на допущении того, что термические условия периода вегетации (т.е. летнего периода) являются лимитирующим фактором для верхней границы леса, которая должна соответствовать июльской изотерме 9,2°C. Разница высоты находки и современной верхней границы леса составляет около 600 м. Учитывая среднюю скорость подъема массива (5,3 м/тыс. лет), его высота в период 55 тыс.л.н. должна была быть примерно на 300 м ниже современной, соответственно внесем 300-метровую поправку на тектонику. Умножив оставшиеся 300 м на вертикальный градиент температуры, получаем разность температур исследуемого периода и современной эпохи, равную 2,1°C. Сложнее определить количество осадков в ту эпоху из-за отсутствия палеогеографических данных. В настоящее время развитие лесной растительности на территории массива сильно лимитируется количеством осадков, что обуславливает ее фрагментарность. При еще меньшем количестве осадков зарастание горных склонов представляется еще менее вероятным. Поэтому едва ли осадков было меньше, чем в настоящее время. С другой стороны, нет оснований предполагать и их существенное увеличение, принимая во внимание криоаридизацию в предшествующие поздние стадии оледенения MIS 4, а также близкие к современным значения разностей температуры экватор-полюс [160], что говорит примерно такой же, как и сейчас интенсивности атмосферной циркуляции. Соответственно, было принято условие количества осадков, равного современному.

Расчет по нашей модели высоты фирновой границы показал среднюю величины подъема фирновой границы в 245 м. С учетом меньшей, чем сейчас, высоты массива это означало возможность существования только одного ледника с высотным диапазоном около 100 м и площадью 0,1-0,2 км<sup>2</sup> на северо-восточном склоне главной вершины массива.

Предположив такую же величину подъема фирновой границы для других центров оледенения резко континентального района северо-запада Внутренней Азии можно, даже без учета тектоники, говорить о полном исчезновении ледников массивов Талдуайр, Сайрын-Ула, Ценгел-Хайрхан, хребтов Сайлюгем, Чихачева, Хунгуйн-Нуру. Оледенение массивов Тургени-Нуру и Хархира, вероятно, по своим масштабам было близким к оледенению массива Монгун-Тайга. Относительно крупные долинные ледники могли сохраняться только в массиве Таван-Богдо-Ола и хребтах Найрамдал и Цамбагарав, имеющих достаточный запас высоты.

**MIS 3b.** Данные по леднику Гулия свидетельствуют о том, что в холодную стадию MIS 3b (54-44 тыс. л.н.) температура была на 6-8 холоднее, чем в предшествующую фазу MIS 3c [255]. В это период есть данные об активизации ледников на Тайване [216], на северной окраине Тибета [256], на востоке Тибета [236], в бассейне р. Канас на юго-западном склоне массива Таван-Богдо-Ола [259], причем в большинстве указанных случаев размеры ледников превышали их величины в MIS-2. С другой стороны, данные по котловине Убсу-Нур, основанные на люминесцентном датировании эоловых отложений, аллювиальных конусов выноса и вариаций уровней озер [225] свидетельствуют о том, что в горах Тургени-Нуру и Хархира в позднем неоплейстоцене было два больших наступания ледников, эквивалентных MIS-4 и MIS-2. В горах Мунх-Хайрхан (Монгольский Алтай) имеются люминесцентные датировки 17 и 57 тыс. л.н. эоловых отложений, образовавшихся после ледниковых максимумов MIS 2 и MIS 4, соответственно [234]. О трех наибольших за поздний неоплейстоцен ледниковых подвижках в стадии MIS 2, MIS-4 и в еще более древнюю стадию свидетельствуют данные по Дархатской котловине [222]. Вероятно, можно говорить о том, что максимальные надвиги ледников в Русском Алтае и Западной Монголии в позднем неоплейстоцене происходили несинхронно с максимальными наступаниями в Китайском Алтае и Тибете, к такому же выводу пришли Lehmkuhl с соавторами [241]. Возможная причина этого-различный характер увлажнения данных регионов в эпоху MIS 3. Вероятно, условия в фазу MIS 3b на территории нашего исследования были прохладными и влажными, но ледники были меньшими по масштабу, чем в стадии MIS 4 и MIS 2.

**MIS 3a.** В Тибете и северо-западных районах Китая поздняя фаза MIS 3 была на 2-4°C теплее современной при количестве осадков на 40-100% больше современного [253], что отразилось в широком распространении лесной растительности и повсеместных озерных трансгрессиях. При этом наиболее теплые условия имели место в интервале 40-30 тыс. л.н.

На границе MIS 3a и MIS 2 по данным некоторых авторов [227] имел место так называемый «Анагляциал»- прохладный и влажный климатический интервал около 32-25 тыс. л.н. Результаты исследования флювиогляциальных отложений в Убсу-Нурской котловине подтверждают прохладные и влажные условия около 30-20 тыс. л.н. В этот же период (около 26

тыс.л.н.) имела место трансгрессии в Котловине Больших озер [49]. Отметим также, что около 25 тыс. л.н. имело место наибольшее за поздний неоплейстоцен значение разности температур между экватором и полюсами [160], что является косвенным показателем интенсивности атмосферной циркуляции и увеличения количества осадков. В то же время нет однозначности в том, когда началось понижение температуры. Так по данным Малаевой [92], в позднекаргинское время (около 24 тыс. л.н.) летние температуры на территории Горного Алтая (басс. р. Ануй) были на 2-3°C выше современных, а количество осадков было больше современного примерно на 50 мм. Вполне вероятно некоторое запаздывание похолодания по отношению к времени минимума инсоляции, имевшего место около 25 тыс.л.н.

В пользу этого предположения говорит находка А.С. Ревушкиным [134] на территории массива Монгун-Тайга ископаемой древесины с радиоуглеродным возрастом 27-25 тыс.л.н., лежащая в основе нашей палеорекострукции для периода окончания MIS-3. А.С. Ревушкиным было получено два образца. Первый из них был взят в левых истоках р. Мугур на гребне морены одного из последних наступаний ледника на высоте 3300 м. Абсолютный радиоуглеродный возраст образца составил  $27500 \pm 180$  лет (КИ-912). Высота находки вызывает сомнения, так как на высоте 3300 м в верховьях р. Мугур отсутствуют морены (она соответствует крутым пригребневым участкам и несущим оледенение горным гребням). Вероятно, истинная высота - около 3000 м. Второй образец был взят на правом склоне троговой долины р. Мугур на высоте 2800 м. Его возраст составил  $25100 \pm 160$  лет (КИ-913).

Как я полагаю, данная находка относится к периоду, пограничному между наиболее теплым интервалом и наступлением «Анагляциала» около 27 тыс. л.н. Расчеты температурных условия проводились по алгоритму, аналогичному расчетам для потепления около 55 тыс. л.н., с учетом поправки на тектонику (последующий подъем массива примерно на 144 м). Рассчитанное превышение температуры относительно современной составило 3,45°C.

При моделировании условий увлажнения, исходя из расчетов Е.М. Малаевой о 2-4-кратном увеличении количества осадков в котловине Больших Озер в периоды плювиалов, учитывая более низкий, по отношению к плювиалу начала MIS 4, уровень озер в конце MIS-3-начале MIS-2 предположим двукратное увеличение количества осадков. Расчеты показывают, что при таких условиях средний подъем фирновой границы составлял 208 м, а в массиве Монгун-Тайга существовало 20 ледников. При этом полностью исчезли ледники малоактивного и переходного типа (склоновые, плосковершинные), зато сохранились долинные и каровые ледники, причем на карово-долинных ледниках с наибольшим коэффициентом концентрации фирновая граница была всего на 30-60 м выше, чем по состоянию на 1995 год. Площадь оледенения всего массива составляла примерно 65% от современной.

Исходя из морфологии ледников и высоты горного обрамления центров оледенения резко континентального района Северо-запада Внутренней Азии можно предположить приблизительно такое же сокращение площади ледников для таких центров оледенения как массив Хархира, северный склон массива Таван-Богдо-Ола и хребет Цамбагарав. Для более альпинотипных центров оледенения (Тургени-Нуру, хр. Чихачева, хр. Найрамдал площадь оледенения должна была составлять до 80% от современной). Вычисления приблизительных площадей оледенения проводились на основании подсчетов среднего подъема фирновой границы для разных морфологических групп ледников массива Монгун-Тайга и допущения, что ледники соответствующих морфологических типов прочих центров оледенения были аналогичными. Следует, однако, отметить, что подобные вычисления являются весьма приблизительными, поскольку как показывают наши прочие реконструкции, количество осадков в регионе исследования изменялось по-разному в разных его частях, поэтому в деталях не приводится в данной работе.

## **MIS 2.**

**Максимальная стадия.** Время последнего ледникового максимума в разных районах мира датируется преимущественно в интервале 26,5-19 тыс.л.н. Для центров оледенения Китая диапазон датировок находится в интервале от 30 тыс.л.н. до 16 тыс.л.н., хотя большая часть датировок находится в пределах 23-19 тыс.л.н [255]. Для территории Русского Алтая диапазон оценок возраста максимума также значителен. Так П.А. Окишев [122], [124], исходя из идеи метакронности развития оледенения равнин Западной Сибири и горных ледников Алтая, относит ледниковый максимум ко времени около 13 тыс. л.н. В статье [248] приводится 10 Ве датировка  $15.8 \pm 1.8$  тыс.л.н. прорывов гляциально-подпрудных озер, при этом предполагается время ледникового максимума близкое к этому времени. В.В. Бутвиловский [20], основываясь на серии радиоуглеродных датировок, оценивает ледниковый максимум интервалом 20-18 тыс. л.н. Четыре люминесцентные датировки положения ледниковых краев времени максимального наступания в диапазоне 28-19 тыс. л.н. приведены в работе [240].

Непосредственно в пределах резкоконтинентального района северо-запада Внутренней Азии [246] для Убсу-Нурской котловины по люминесцентным датировкам эоловых отложений и аллювиальных конусов выноса датируют максимум оледенения в интервале 20-16 тыс. л.н. Середину этого интервала, т.е. 18 тыс. л.н. мы и будем в дальнейшем принимать за время максимума оледенения.

Для большинства районов Земли похолодание последнего ледникового максимума было наибольшим в позднем плейстоцене. Так по данным А.С. Монины и Ю.А. Шишкова [103] 18 тыс. л.н. воздух у поверхности Земли был в среднем на 5°C холоднее, чем в настоящее время. При этом отличия температур от современных значений были пространственно неоднородны,

уменьшаясь от высоких широт к низким и от ледниковых районов к внеледниковым. Понижение летних температур достигало 15-20°C на севере Канады, Скандинавии и в Гренландии; в Западной Европе, на севере Евразии температуры снижались на 8-10°C [63]. Согласно реконструкции И.И. Борзенковой, на юге Сибири в данный период летние температуры были ниже современных приблизительно на 4°C. В пределах Тибетского плато летние температуры в последний ледниковый максимум были в среднем на 5°C ниже современных [255].

В большинстве районов Евразии в период 18 тыс. л.н. снижалось годовое количество осадков. На территории Тибета количество осадков составляло в разных районах от 30 до 70% от современного [255]. Hövermann и Süßenberger выделяют для Центральной Азии холодную и сухую катагляциальную фазу [227] в период максимального развития оледенения в интервале 24-15 тыс.л.н.

Взгляды ученых на климатические условия последнего ледникового максимума на Алтае различны, при этом мнения некоторых из них полярны. Так, например, В.В. Бутвиловский [20], считая возможным развитие в этот период на Алтае покровного оледенения, связывает быстрое образование мощных ледниковых покровов за относительно короткое (5-6 тыс. лет) время, в первую очередь, с увеличением на порядок (до 2000-3000 мм) твердой составляющей осадков. Согласно его мнению, в начальной стадии оледенения климат приближался к морскому, а к максимуму произошло общее выхолаживание климата и аридизация.

Другой концепции придерживается В.С. Шейнкман [201], [200], считая причиной оледенения позднего вюрма в горах Сибири похолодание, т.к. основной поток влаги в то время должен был перехватываться ледниковыми покровами северо-запада Евразии. Подобный дефицит влаги, по его мнению, не позволял в вюрмское время развиваться в горах Сибири ледникам покровного типа. Датируя максимальный надвиг ледников зырянским временем, он относит наибольшую криоаридизацию и наибольшее понижение температуры к сартанскому времени.

П.А. Окишев [122] приводит для максимума второго мегстадиала понижение температуры на 3,8°C, по его мнению, заметного увеличения осадков не происходило.

Мы полагаем, опираясь на данные об иссушении климата в Убсунурской впадине между 20 и 16 тыс.л.н. [246], что в максимум последнего оледенения имело место уменьшение количества осадков. Используя при выборе расчетных сценариев по массиву Монгун-Тайга зависимость 19 (стр.378) и с учетом поправки на тектонику, мы получили, что средняя летняя температура в максимальную стадию последнего оледенения (MIS-2) была на -3,86°C ниже современной, а количество осадков составляло 0,46 от современного (рис. 143).

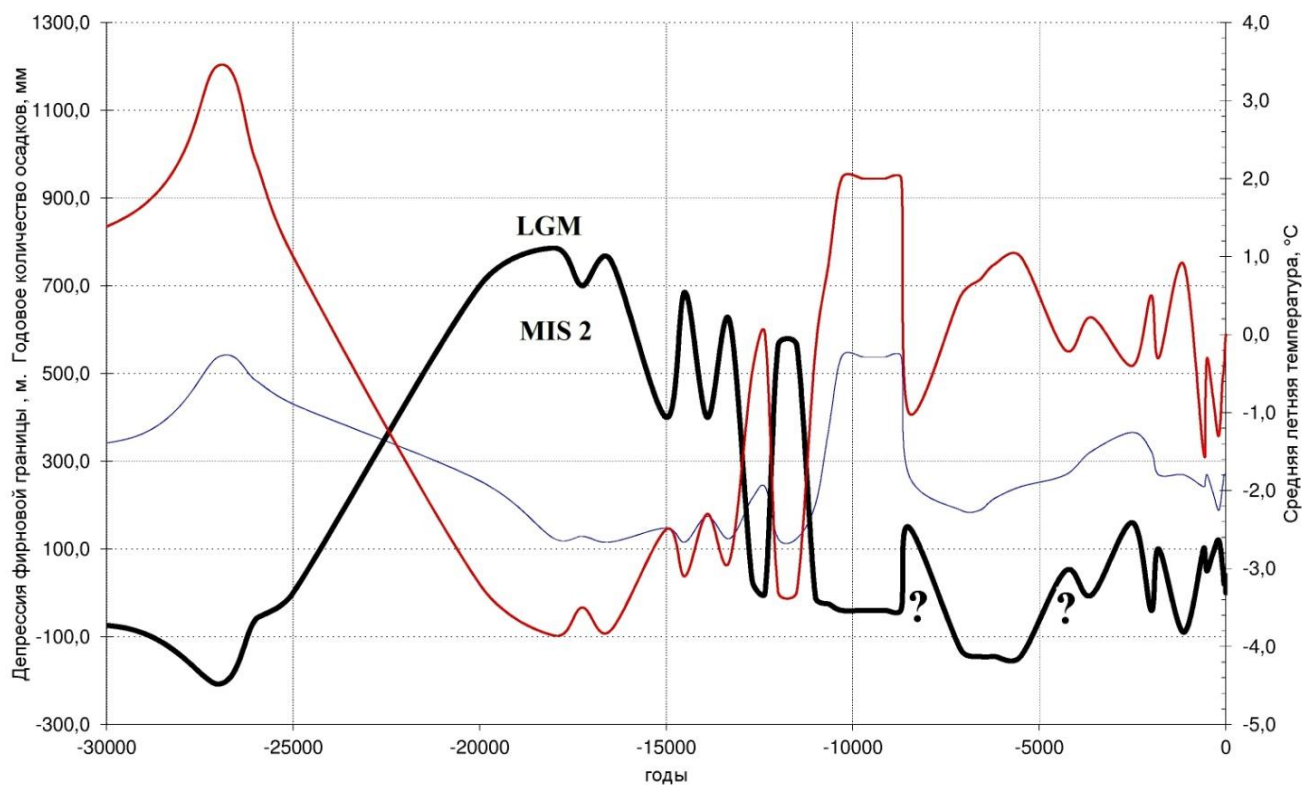


Рисунок 143. Реконструкция изменений количества осадков мм (синяя кривая), относительной температуры °C (красная кривая) и депрессии фирновой границы, м (черная кривая) в последние 30000 лет. Знаком вопроса помечены предполагаемые ледниковые наступания, по которым отсутствует непосредственная информация в районе исследования.

**Поздний дриас.** Последняя четко выраженная ледниковая стадия, после которой ледники без существенных остановок отступили из долин в цирки была отнесена нами к позднему дриасу.

В период позднеледниковья на фоне общего тренда потепления климата проявилось несколько кратковременных, но очень сильных понижений температуры, сопоставимых по величине с похолоданием 18 тыс. л.н., наиболее мощным из них было позднедриасовое (по большинству современных оценок около 12,8-11,5 тыс. л.н. [244] [257]).

Позднедриасовое похолодание было особенно сильно выражено в Северной Атлантике, где по данным [249] оно проявилось в снижении среднегодовой температуры на величину до 7°C. В Северо-Западной Европе температуры лета были в тот период ниже на 5-6°C, на северо-западе Русской равнины - на 6-7°, в Сибири - на 5°C по сравнению с современной эпохой [63].

Наиболее вероятно, что данное похолодание было связано с активным таянием и разрушением покровных ледников MIS 2, при этом выброс в океан большого количества льда и талой воды должен был резко охлаждать поверхностный слой воды и вызывать уменьшение



испарения, что в свою очередь привело бы к усилению континентальности в районах действия западного переноса. Похолодание, возможно, было максимальным в приледниковых и приокеанических районах. Так согласно М.Г. Гросвальду [46], аномалии температуры воздуха над океаном достигали значений 8-9°C, уменьшаясь в два раза над сопредельной сушей.

Имеются и данные о том, что похолодание позднего дриаса в некоторых континентальных районах было не меньшим. По данным  $\delta^{18}\text{O}$  анализа керна ледника Гулия в Тибете непосредственно перед поздним дриасом годовые температуры были на 5°C выше, чем в максимум оледенения, затем в интервале 12,2-10,9 тыс.л.н. произошло резкое падение температуры на 12°C, а затем к 10,8 тыс.л.н. такой же резкий подъем на 11°C [255]. Отметим, что в данном случае анализируются средние годовые температуры, масштаб изменений средних летних температур должен был быть менее значительным, но в любом случае похолодание привело к понижению температуры, не меньшему чем в максимум оледенения.

Есть основания предполагать, что в позднем дриасе количество осадков в районе исследования было меньше современного, на фоне катагляциальной фазы оледенения. Так в Котловине Больших Озер выделяется гипераридный интервал 16-13 тыс. л.н., возможно даже более сухой, чем максимум оледенения [246]. В Убсу-Нурской котловине в это время формировались мощные дюны, нередко даже блокировавшие течение крупных рек. Отметим также, что по данным [160] в позднеледниковье и начале голоцена температурные контрасты между полюсами и экватором были существенно меньше современных с минимумом около 10 тыс.л.н., что означает ослабление интенсивности атмосферной циркуляции и общее уменьшение количества осадков. Соответственно, мы исходим из предположения, что в районе массива Монгун-Тайга количество осадков было не большим, чем в максимум оледенения.

Исходя из этого условия и с поправкой на тектонику рассчитанная средняя летняя температура около 12 тыс. л.н. была на 3,3°C меньше современной.

### **Голоцен**

**Климатический оптимум голоцена** понимается палинологами как оптимальное сочетание теплобеспеченности и увлажненности, обеспечивающее максимальную биологическую продуктивность и видовое разнообразие растительности. В.А. Зубаков [63] выделяет два подобных периода. Первый из них это глобальный бореальный оптимум (9-8,8 тыс. л.н.) когда потепление по времени совпало с максимумом прихода радиации и максимальной концентрацией  $\text{CO}_2$  в атмосфере. Этот период не проявился в североатлантическом секторе из-за наличия остатков Лаврентийских ледников. Второй период, “океанологический оптимум” (6,2-5,3 тыс. л.н.), соответствует атлантике в схеме Блитта-Сернандера, более отчетливо выразился в приатлантических районах.

**Ранний голоцен.** В качестве временного интервала для реконструкции климата раннего голоцена был взят отрезок примерно 10-9 тыс. л.н. Основанием для этого послужили находки ископаемой древесины в массиве Монгун-Тайга. В 2010 г. в долине р. Восточный Мугур на высоте 2640 м И.Г. Москаленко была обнаружена древесина с радиоуглеродным возрастом  $8140 \pm 80$  лет и календарным  $9120 \pm 110$  лет (ЛУ-6949). Современная высота верхней границы леса в районе находки 2300 м, таким образом, можно говорить о том, что в раннем голоцене верхняя граница леса была как минимум на 340 м выше современной.

Недавно А.Н. Назаровым на предполях ледника Восточный Мугур были обнаружены комлевые части деревьев *P. Sibirica* в положении *in situ* в пойме меандрирующей реки на высоте 2700 м, датированных  $10380 \pm 200$  (СОАН 8116) и  $6260 \pm 90$  (СО\_АН 8117 лет) [110].

Подъем древесной растительности на несколько сотен метров однозначно свидетельствует о более теплых, чем современные, климатических условий в первой половине голоцена. Этому есть подтверждение в работах других авторов. В.В. Бутвиловский [20], основываясь на ряде датировок, относит термический максимум голоцена на Алтае к периоду 8-10 тыс. л.н., близкому к расчетному термическому максимуму Миланковича. В этот период летние температуры на Алтае превышали современные на  $5-6^\circ\text{C}$ , при этом климат был относительно сухим. По данным Н.А. Хотинского и С.С. Савиной [188] июльские температуры в период 8,5 тыс. л.н. были на юге Сибири выше современных, количество осадков - меньшим, чем в настоящую эпоху.

Вопрос о количестве осадков в данный период менее однозначен. Если реконструкция Хотинского и Савиной и данные Бутвиловского свидетельствуют о сухости климата, то находка Назаровым ископаемой древесины кедра говорит в пользу повышения количества осадков в резко континентальном районе северо-запада Внутренней Азии. Как отмечают авторы находки [110] ближайший ареал кедра находится в 150–200 км к западу и в 100 км к северу от места находки. Это однозначно свидетельствует в пользу более влажных, чем современные, условий, причем количество осадков, по аналогии с современными условиями восточной границы ареала, можно оценить величиной, как минимум в 2 раза больше. Широкое распространение в горном обрамлении Каргинской депрессии в непосредственной близости от массива Монгун-Тайга после 11000 лет назад (*Pinus Sibirica*, *Larix Sibirica* и возможно *Abies Sibirica*) отмечено в работе [9].

Приняв в вычислениях увеличение количества осадков в 2 раза и рассчитав (с учетом тектонического подъема массива 50 м и современного высотного градиента температуры  $0,69^\circ\text{C}$ ) отличие температуры от современной (на  $2,0^\circ\text{C}$  выше) я получил среднюю для ледников массива Монгун-Тайга величину подъема фирновой границы 40 м. При подобных условиях площадь оледенения массива была меньше современной примерно на  $1 \text{ км}^2$ . При этом

языки долинных ледников отступали на 100-300 м вверх относительно современного положения, напротив малые каровые ледники были даже несколько больших размеров, чем в настоящее время. Вероятно, аналогичная ситуация имела место и на территории прочих ледниковых центров резко континентального района северо-запада Внутренней Азии.

**Средний голоцен.** Вероятно, после периода повышенной увлажненности в начале голоцена к середине голоцена количество осадков сильно сократилось. Аридные условия отмечены между 7110 и 4390 кал. лет назад по результатам исследования изменений солености озера Телмен примерно в 350 км к юго-востоку от оз. Убсу-Нур [247]. В Убсунурской котловине [221] [225] падение уровней озер, вероятно связанное с уменьшением количества осадков отмечено около 5 тыс. л.н. Согласно палинологическим исследованиям в Минусинской котловине и впадине Уюк в северной Туве [220] средний голоцен был засушливым периодом.

Теплые условия среднего голоцена подтверждаются многочисленными датировками погребенных почв и торфа, отобранных в среднегорье и высокогорье массива Монгун-Тайга в возрастном интервале 6,5-4 тыс.л.н., в частности полученной в 2007-2008 гг. серии датировок погребенной почвы, торфа и древесины из разреза на междуречье р. Мугур и Восточный Мугур на высоте 2350 м в диапазоне 5250-3610 cal BP (стр. 108-109), а также датировки почвы, погребенной мореной неогляциальной подвижки (радиоуглеродный возраст  $4860 \pm 190$  и калиброванный возраст (календарный)  $5590 \pm 230$  кал. лет, ЛУ-7283, описание места находки на стр. 110) Отличия летней температуры от современной в оптимум голоцена на юге Западной Сибири и на Алтае оцениваются величинами от  $2^{\circ}\text{C}$  [14] до  $0,5^{\circ}\text{C}$  [75], а по данным [145], июльские температуры в период 5 тыс. л.н. были в исследуемом регионе чуть выше, чем в наше время, количество осадков было близким к современному. Для реконструкции оледенения массива в период времени около 5,5 тыс. л.н. нами был рассмотрен умеренный вариант - повышение температуры на  $1^{\circ}\text{C}$ . Согласно расчетам при условии одновременного снижения количества осадков на 10% фирновая граница в среднем должна была находиться на 145 м выше современного положения, а языки долинных ледников массива на 450-1100 м короче современных. При условии сокращения количества осадков на 20% подъем фирновой границы составил бы в среднем 140 м, языки долинных ледников на 520-1400 м короче нынешних. В обоих вариантах можно говорить о сохранении существенного оледенения, хотя долинные ледники должны были распадаться и переходить в разряд карово-долинных.

Датировка  $3610 \pm 90$  cal. BP (ЛУ-6452, древесина) может относиться как к межстадиальным условиям после окончания первого позднеголоценового наступания ледников, датированного в других районах Алтая периодом 4900-4200 кал. лет назад [208], так и к окончанию атлантического оптимума. Отметим, что в Центральной Азии отмечается тенденция выпадения первого из похолоданий неогляциала. В аридных областях с-з Китая в голоцене

теплый «климатический оптимум» с теплым и влажным климатом и без ледниковых подвижек был очень продолжителен (8500-3500 уг ВР) и лишь после 3500 уг ВР произошло похолодание и серия наступаний ледников [229]. Китайские исследователи датировали на Тибете наступания ледников около 2900, 1900, 1500 ВР и в малом ледниковом периоде [242].

Обнаружение на высоте примерно на 50 м выше современной верхней границы леса позволяет реконструировать возможное отличие летней температуры этого времени от современной (примерно 0,35°C или 0,22°C при учете тектоники). Как показывают исследования тенденции к изменению высоты верхней границы леса в Юго-Восточном Алтае и Юго-Западной Туве [171], количество влаги является фактором, наряду с температурой лимитирующим положение верхней границы леса. Соответственно вполне вероятным представляется и некоторое увеличение количества осадков. Как показывают расчеты, всего 10% рост количества осадков полностью компенсировал эффект роста температуры, т.е. высота фирновой границы и масштабы оледенения не отличались бы существенно от современных. В то же время количество осадков не могло быть существенно большим, чем современное, потому что в противном случае, как показывают расчеты, при столь небольшом повышении температуры увеличение количества осадков вызвало бы существенное снижение фирновой границы и продвижение ледников. Последнее имело бы следствием увеличение повторяемости холодных ледниковых ветров, что значительно уменьшало бы вероятность подъема верхней границы леса.

**Поздний голоцен и малая ледниковая эпоха.** Стадиальные ледниковые надвиги, происходившие в позднем голоцене, ряд исследователей выделяет в самостоятельное явление - неогляциал, отделенный от позднеледниковья голоценовым оптимумом. При этом согласно [162] ледниковые подвижки неогляциала имели приблизительно одинаковую амплитуду, что, вероятно, было связано со схожими климатическими условиями.

Согласно данным [255], основанным на обобщении результатов анализа кернов по ледникам Тибета и прочей обширной палеоинформации по территории Китая в позднем голоцене вплоть до малой ледниковой эпохи имел место общий тренд к снижению температуры, при этом помимо последней, похолодания имели место примерно 4 тыс.л.н. и 2,8-2,7 тыс.л.н. Одновременно большинством авторов отмечена тенденция перехода от аридных условий среднего голоцена к повышенному увлажнению к началу неогляциала. Так по данным [247] наиболее засушливый интервал имел место между 7110 и 6260 календарных лет назад, между 6260 и 4390 кал. лет назад условия все еще оставались аридными, но увлажнение возросло. После 4390 кал. лет условия были в целом гумидными, а в интервале 2710-1260 тыс. л.н. более влажными, чем в настоящее время, что отразилось в серии из четырех террас над современным урезом воды. По данным по Минусинской котловине и впадине Уюк в северной

Туве [220] в интервале 4-3 тыс.л.н. увлажнение возросло, но условия все еще оставались в целом сухими, около 3 тыс. л.н. на фоне относительно холодных условий произошло резкое увеличение увлажненности, продлившееся до 1,6 тыс. л.н. В Убсунурской котловине [221] [225] период увлажнения и повышения уровней озер, приуроченный к неогляциалу возможно начался около 3 тыс. л.н., но наиболее вероятно происходил около 2 тыс.л.н..

Мы полагаем, что в пределах изучаемого региона наступание ледников исторической стадии имело большие масштабы, чем возможная подвижка ледников около 4 тыс. л.н., что связано было в основном с большим количеством осадков в период этого похолодания. Соответственно, следы вероятного наступания ледников около 4 тыс.л .н. могли быть перекрыты более поздними моренами или уничтожены.

Рассчитанная для ледников массива Монгун-Тайга величина депрессии фирновой границы в историческую стадию составляет 160 м. Приняв время наступания ледников 2500 л.н. и изменение летней температуры  $-0,4^{\circ}\text{C}$  (согласно палеорекострукции Галахова [33]) количество осадков должно было превышать современное на 36%.

Последнее стадийное похолодание позднего голоцена, малая ледниковая эпоха, происходила в историческое время (XIII-XIX вв.), поэтому объем информации о климате этого периода более значителен.

В Северном полушарии температуры в кульминацию похолодания были в среднем ниже современных на  $0,6^{\circ}\text{C}$  [243]. Глобальное понижение температуры воздуха в Северной Атлантике составляло  $1-3^{\circ}\text{C}$ . В Западной Сибири выделяются три фазы малой ледниковой эпохи, различающиеся по тепло- и влагообеспеченности и особенностям сезонов: 1-я – нисходящая ветвь (от тепла к холоду) – 1550–1600 гг., 2-я – ядро – 1600–1800 гг., 3-я – восходящая ветвь (от холода к теплу) – 1800–1850 гг. [93].

По данным [1], для Алтая понижение летних температур в максимум похолодания стадии фернау составило  $2-2,5^{\circ}\text{C}$ . Существенно меньшие величины похолодания ( $0,4^{\circ}\text{C}$ ) приводит П.А. Окишев [122]. В другой его работе [123] понижение летних температур, реконструированное по изменению верхней границы леса для стадии XVII-XIX вв., составляло  $0,8-0,9^{\circ}\text{C}$ . По нашим данным [97], в Туве малой ледниковой эпохе (XVII-XIX вв.) соответствовал холодный и сухой период. О сухом и холодном климате этого периода свидетельствует информация и по соседним районам. Согласно анализу фенологических данных [198], в Китае отрицательные аномалии декадных температур достигали в конце XVI века  $1,7^{\circ}\text{C}$ . В Восточной Монголии в период малой ледниковой эпохи происходило иссушение климата.

В главе 4 мы обосновали время наибольшего наступания ледников первой половиной XIX века, причем кривые реконструированных значений температуры и осадков показывают

последующее примерно двукратное увеличение количества осадков и повышение средней летней температуры примерно на  $1,3^{\circ}\text{C}$ . Эта величина хорошо увязывается с данными метеостанции Барнаул, наиболее длиннорядной в Алтайском регионе. В Барнауле в период с 1838 по 2004 г. средняя годовая температура повысилась на  $2,85^{\circ}\text{C}$ . Средние летние температуры за период с 1838-1847 по 1998-2007 гг. повысились на  $1,2^{\circ}\text{C}$  [184]. По данным той же метеостанции в середине XIX столетия имели место аридные условия, к началу XX столетия количество осадков возросло более чем в 2 раза, на 200-300 мм, что говорит об увеличении интенсивности западного переноса при потеплении.

Итак, есть основания предполагать сочетание холодных и сухих условий в максимум м.л.э. Расчеты по нашей модели, основанной на подходе Г.Е. Глазырина, дают при такой величине похолодания количество осадков примерно 0,7 от современного.

С учетом меньших, по отношению к массиву Монгун-Тайга значений депрессии фирновой границы в м.л.э. в юго-восточной части региона и слишком небольшой протяженности резкоконтинентального района северо-запада Внутренней Азии с севера на восток, можно предположить, что юго-восточная часть этой территории испытала в максимум м.л.э. еще более резкое падение количества осадков.

## 6.2. Общие закономерности эволюции ГК в позднем неоплейстоцене

Основным источником энергии, за счет которого образуются и изменяются затем ГК – гравитационная энергия, определяемая разностью высот верхних и нижних частей ГК и уклонами склонов, на которых они развиваются, определяющая интенсивность переноса продуктов выветривания. Тектонические поднятия приводят к увеличению гравитационного потенциала, похолодание и увеличение количества осадков – к образованию ледников, особая роль которых в ГК состоит в использовании гравитационного потенциала для упорядоченного разрушения горных пород в ходе экзарации, упорядоченного переноса продуктов выветривания и структурирования их в ходе последующей аккумуляции. При этом если ледники не занимают полностью склон между высшей точкой и местным базисом эрозии, какая-то часть гравитационного потенциала остается вне зоны действия ледников и процессы переноса вещества, определяемые этой частью гравитационного потенциала, стремятся разрушить структуры упорядоченного вещества в рамках ГК. Таким образом, одновременное действие упорядоченных ледниками процессов переноса вещества и неледниковых переноса вещества приводят к разным соотношениям между процессами созидания и разрушения ГК для разных регионов. Отметим, что региональная специфика заключается в низкой скорости и малой интенсивности второй группы процессов, связанная с малым количеством основного транспортирующего агента – воды в жидком агрегатном состоянии. Соответственно, процессы разрушения протекают сравнительно медленно по отношению к скорости упорядоченных ледниками процессов, что определяет хорошую выраженность в рельефе древних ГК и длительность их сохранения.

Все вышесказанное относится как к ГК активного, так и малоактивного типа. Отличия состоят в том, что за счет низкого гравитационного потенциала и низких температур процессы переноса вещества в малоактивных ледниках сведены к минимуму. Ледники малоактивного типа ограничивают пространственное проявление эрозионных процессов, кроме того их влияние на рельеф заключается в более интенсивном выветривании у краев ледников и структурировании продуктов выветривания тальными водами. Малый гравитационный потенциал приводит к тому, что разрушительное действие водного агента также сведено к минимуму.

Изменения и неравномерность во времени протекания процессов упорядоченного созидания и разрушения определяются изменениям в гравитационном потенциале ГК и соотношением между интенсивностью процессов созидания и разрушения. Они определяются тектоническими движениями климатическими изменениями. Для резкоконтинентального района северо-запада Внутренней Азии действие тектонического фактора заключается в увеличении гравитационного потенциала и энергии ледниковых процессов, возможно являющегося причиной трансформации оледенения от горно-покровного к долинному на

протяжении плейстоцена, а также и энергии разрушительных по отношению к ГК эрозионных процессов.

Климатические колебания приводят к изменению соотношений между созидательными и разрушительными процессами, приводящие к изменениям ГК. Соответственно, можно говорить об определенной цикличности непрерывного процесса эволюции ГК (табл. 72).

Таблица 72. Стадии эволюции ГК резкоконтинентального района северо-запада Внутренней Азии.

Стадия эволюции ГК	Время, тыс.л.н	ГК активного типа	ГК малоактивного типа	Климатические условия	Колебания уровней озер	Положение верхней границы леса
Эрозионная I	Ранне 78	Минимальные размеры в высокогорьях	отсутствие	Теплые и влажные	Тенденция к подъему уровней	Выше современной
Экзарационно-транзитная I.	Примерно 78-74	Обновление старых и формирование новых каров и цирков, трогового поперечного профиля долин.	Формирование, увеличение площади и высотного диапазона	Резкое похолодание на фоне большого количества осадков	Максимальная в позднем неоплейстоцене трансгрессия	Резкое снижение, значительно ниже современной
Гляциально-аккумулятивная I	74-57	Сокращение ледникового ядра, оформление внутренней структуры (ГК)	Максимальное развитие в середине фазы	Максимальное похолодание, затем постепенное потепление. Резкое уменьшение	Тенденция к снижению, трансгрессия в середине периода за счет таяния	Сохранение низкого положения



Стадия эволюции ГК	Время, тыс.л.н	ГК активного типа	ГК малоактивного типа	Климатические условия	Колебания уровней озер	Положение верхней границы леса
Эрозионная II	57-46	Отступление ледников в высокогорья.		Исчезновение	Тепло и влажно	Подъем выше современной
Эжарационно-транзитная II?	46-40	?		Возрождение	Холодно и влажно	
Гляциально-аккумулятивная II?		Следы уничтожены последующим наступанием	Кульминация малоактивных ледников		Немного суше чем в предыдущую фазу	
Эрозионная III	40-25	Расчленение морен эрозийными врезками		Исчезновение	Тепло и влажно	Подъем выше современной
Эжарационно-транзитная III	25-18	Обновление старых и формирование новых каров и цирков,		Возрождение и развитие	Холодно и влажно	

Стадия эволюции ГК	Время, тыс.л.н	ГК активного типа	ГК малоактивного типа	Климатические условия	Колебания уровней озер	Положение верхней границы леса
Глациально-аккумулятивная III	18-11	Формирование моренных валов в трогах, образование моренно-	Кульминация малоактивных ледников в середине фазы	Пик похолодания, резкое уменьшение количества осадков	Регрессия, в конце небольшая трансгрессия а счет таяния ледников	
Эрозионная IV	11-3,5?	Эрозионное расчленение морен, спуск моренно-подпрудных озер	Исчезновение малоактивных ледников	Потепление, увлажнение, в конце периода суше	Низкие уровни озер	
Экзарационно-транзитная IV	3,5?-0,15	Обновление каров и цирков, выдвигание ледников в верховья трогов. Уничтожение или погребение	Возрождение малоактивных ледников	Похолодание и увлажнение	Небольшая трансгрессия	

Стадия эволюции ГК	Время, тыс.л.н	ГК активного типа	ГК малоактивного типа	Климатические условия	Колебания уровней озер	Положение верхней границы леса
Гляциально-аккумулятивная IV?	0,15 - ?	погребенных льдов, активизация селевых процессов	Сокращение размеров и высотного диапазона ледников	Потепление и увлажнение	Колебания без отчетливого тренда	Колебания без отчетливого тренда

Отнесение последнего периода (после 0,15 тыс.л.н.) к гляциально-аккумулятивной фазе является достаточно условным, поскольку нет определенности в том, является ли настоящее потепление началом длительного тренда, или временным явлением. Решение этой проблемы — одна из задач прогнозирования.

### 6.3. Прогнозы изменений ГК в ближайшее столетие

Прогнозирование будущих изменений ГК возможно на основе моделирования поведения ледников при заданных изменениях температуры и осадков. Основная проблема в данном случае- выбор обоснованных климатических сценариев. Источником используемых входных данных по температуре и количеству осадков могут служить как расчеты, выполненные на основе изучения естественной климатической цикличности, так и антропогенных климатических изменений.

Естественная ритмика климата Внутренней Азии пока еще недостаточно хорошо изучена, чтобы делать достоверные прогнозы изменений количества осадков и температуры для конкретных временных точек будущего. Наиболее надежными на настоящий момент данными являются ряды температуры и осадков метеостанций региона, в частности наиболее длиннорядных- Кош-Агач и Мугур-Аксы. Как отмечено в главе 1, на основе этих данных были построены региональные кривые летних температур и количества осадков, на которых выявлена отчетливая цикличность в чередовании теплых и сухих интервалов с прохладными и влажными с периодом около 25 лет. Подобное явление наблюдается в последние 50 лет из-за наложения циклов изменения температуры с периодом около 21 г. и изменений количества осадков с периодом около 27 лет.

Конечно, ритмы, выделенные по таким коротким рядам, не могут считаться достаточным основанием для прогноза на длительные отрезки времени, поскольку их устойчивость во времени пока неизвестна. Поэтому был рассмотрен только один временной срез – период около 2021-2028 гг., когда при сохранении современной амплитуды и периодичности следует ожидать некоторой стабилизации климатических условий между кульминаций потепления и минимумом количества осадков (рис. 144). Для расчетов изменений положения фирновой границы на ледниках модельного массива Монгун-Тайга в этом временном интервале были использованы значения количества осадков около 60% от современных, и повышения средних летних температур на 2,2°C.

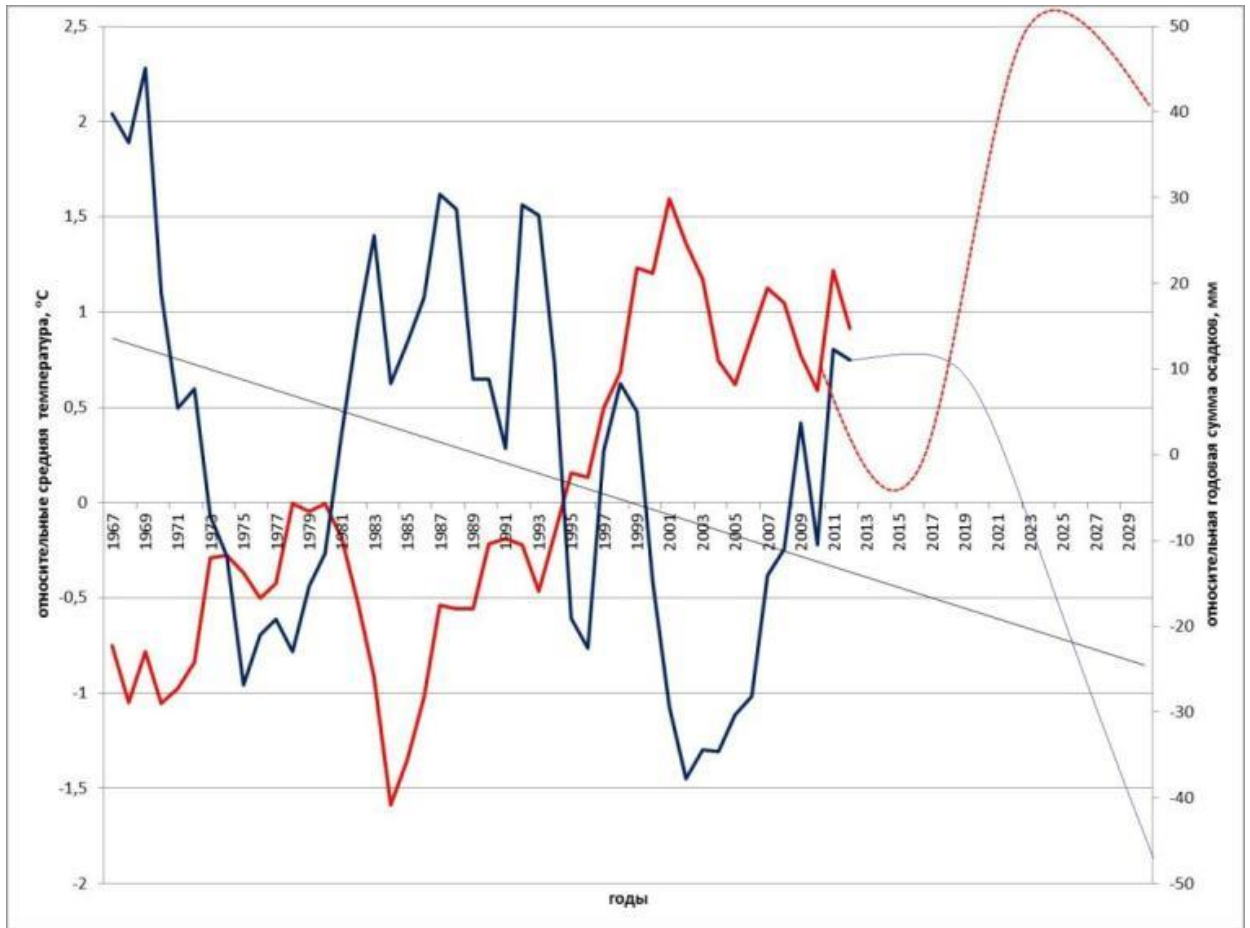


Рисунок 144. Изменения средней летней температуры (красная линия) и годового количества осадков (синяя линия) и возможные будущие их изменения (тонкие линии соответствующих цветов) на основе экстраполяции циклов колебания температуры и количества осадков.

Согласно расчетам при таких климатических условиях фирновая граница на ледниках в среднем поднимется на 335 м. на каровых и карово-долинных- до 410 м. При подобных условиях в массиве могут сохраняться 4 малых ледника суммарной площадью примерно 1,7 км<sup>2</sup>, приуроченных к подветренному северо-восточному склону (рис. 145).

В полученную модель сокращения ледников необходимо ввести коррективы, связанные с инерционностью оледенения. Для сокращения ледников до подобных масштабов даже к середине данного временного интервала необходимо отступление ледников на величину от 80 до 250 м/год. При том, что за период наблюдений не наблюдалось скоростей больших, чем около 30 м/год, да и то только в отдельные годы и в случае благоприятных для отступления морфологических особенностей ледникового языка. Даже при катастрофическом для ледников сценарии потепления летом на 2,2°C и сокращении осадков до 60% от современных такое количество льда физически не успеет стаять.

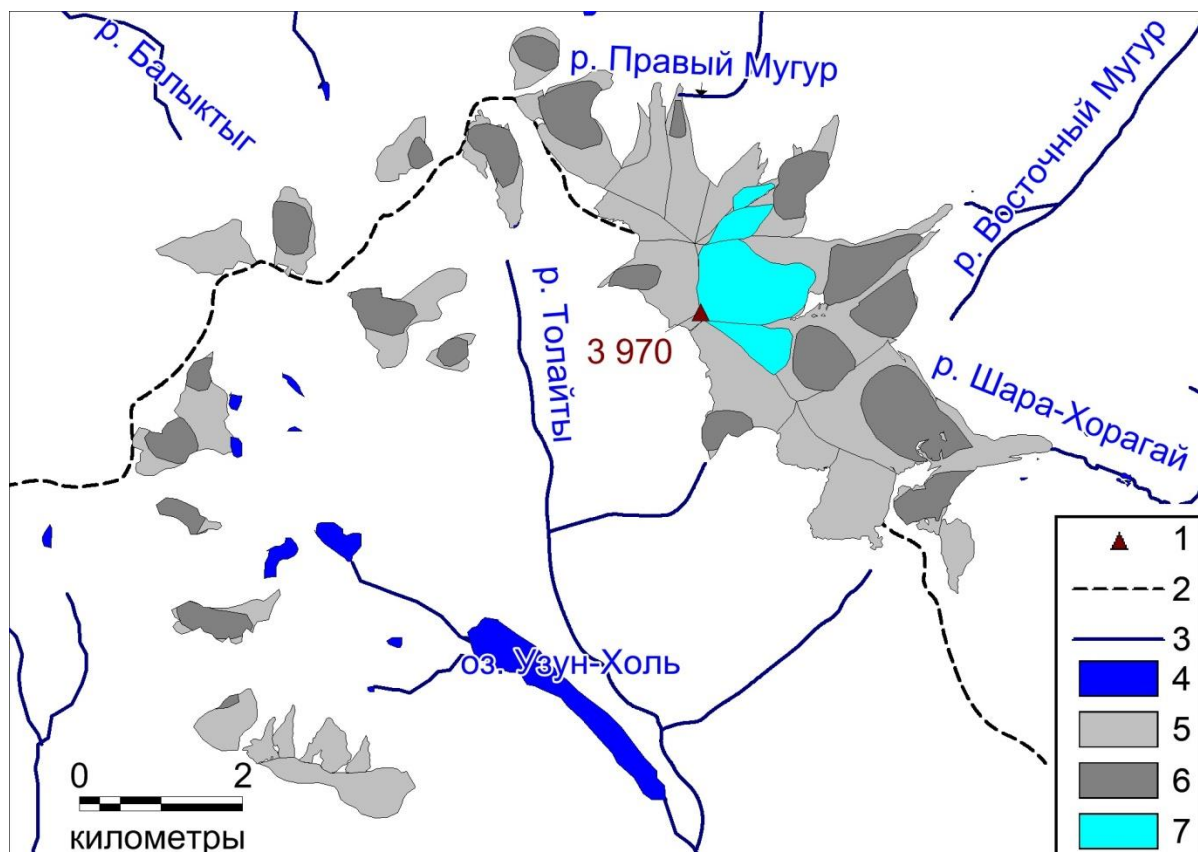


Рисунок 145. Прогноз изменений оледенения массива Монгун-Тайга на 2021-2028 г., основанный на цикличности изменений средней летней температуры и годового количества осадков. 1- вершины, 2- главный водораздел массива, 3- реки, 4- озера, 5- ледники на 2011-2013 гг., 6- участки предполагаемого бронирования ледников к 2021-2028, 7- ледники к 2021-2028 г.

Тем не менее, имеется региональный механизм, за счет которого оледенение относительно быстро приходит в соответствие с климатическими условиями без катастрофического таяния. Это отчленение от ледников нижних частей с последующим их бронированием, многообразие проявлений этого процесса на современных ледниках показано в главе 4. В случае резкого изменения климатических условий в сторону аридизации вполне вероятным представляется быстрое стаивание ледниковых языков и участков относительно тонкого льда на перегибах склонов. За счет последнего процесса участки ледников с более мощным льдом внутри каров и цирков потеряют связь с зоной питания и превратятся в мертвый лед, уменьшение заснеженности склонов и обнажение ледоразделов и стенок кара из-под льда ускорят процесс бронирования этих участков. При реализации подобного варианта площадь забронированных участков составит по минимальным оценкам  $5,8 \text{ км}^2$  или почти 30% от современной площади оледенения массива.

Реалистичность полного стаивания льда на перегибах склонов над карами и цирками подтверждается расчетами по модели Г.Е. Глазырина, согласно которым при подобном

потеплении и уменьшении количества осадков на уровне современной фирновой границы долинных ледников будет превышение абляции над аккумуляцией будет соответствовать стаиванию слоя в 1-1,5 м (в водном эквиваленте), т.е. стаивание слоя льда мощностью 16,5-25 м примерно за 15 лет. Это вполне сопоставимо с нашими оценками мощности льда на подобных участках.

Второй представленный в данной работе прогноз основывается на использовании модели RCP 8.5. (Representative Concentration Pathway) предусматривающей к 2100 г. радиационный прогрев, связанный с парниковыми газами, в масштабе  $8,5 \text{ Вт/м}^2$ , а глобальная температура в среднем увеличится на  $3,7^\circ\text{C}$  к 2081-2100 относительно средних значений в 1986-2005 г.

Для получения входных данных по температуре и осадкам я использовал предоставленные ГГО данные о будущем климате России (приземная температура воздуха и осадки), включая акватории морей, для трех двадцатилетних интервалов 21-го века: 2011 – 2030 гг., 2041 – 2060 гг. и 2080 – 2099 гг. В качестве базового периода, относительно которого рассматриваются будущие изменения, используется период 1981 – 2000 гг.

Этот будущий климат – «среднемоделный» – т.е. получен осреднением результатов расчетов по 31 МОЦАО, которые участвуют в проекте сравнения глобальных климатических моделей CMIP5 и используют современные сценарии антропогенного воздействия на климатическую систему Земли семейства RCP: «мягкий» сценарий RCP4.5 и «жесткий» RCP8.5». Использовалась карта распределения возможных в будущем изменений температуры ( $^\circ\text{C}$ ) и осадков (%) по отношению к базовому климату.

Данные представлены по территории России и стран ближнего зарубежья в узлах сетки  $1^\circ \times 1^\circ$ ; центры ячеек – в «полградусных» точках.

В первом прогнозном сценарий RCP8.5 для 2011-2030 гг. значения  $\Delta T = 1,34^\circ\text{C}$  и  $P = 1,205$ . Эти величины были получены для узла координатной сетки с координатами  $50,5^\circ$  с.ш. и  $90,5^\circ$  в.д., положение которого мало отличается от положения метеостанции Мугур-Аксы. Среднее значение  $\Delta Z\phi$  при таких отклонениях метеопараметров от современных величин составило около 120 м. При таком изменении положения фирновой границы можно говорить о сохранении 31 ледника общей площадью  $15,55 \text{ км}^2$  из 52 ледников суммарной площадью  $23,3 \text{ км}^2$ , имевшихся на 1995 г (рис. 146). Интересно, что реально к 2012 г. сохранилось 32 ледника из 52, причем не все исчезнувшие реально ледники совпадают с теми, которые должны были исчезнуть исходя из расчетов по прогнозу. Это, например, относится к ледникам № 24, 25 и 27 (по нумерации 1995 г.), соответствующим ледникам склоновому леднику №16 и висячим ледникам № 17 и 19, которые должны были исчезнуть по прогнозу, но реально пока

сохраняются. Эти ледники имеют низкую энергию оледенения  $1.0-1.9 \text{ мм м}^{-1}$  и высокое положение фирновой границы (3660-3925 м).

При малых коэффициентах концентрации они существуют за счет высокого гипсометрического положения. Напротив, некоторые реально исчезнувшие ледники по прогнозу должны были сохраняться – это ледники карового и висячего типа с коэффициентами концентрации 2.5-4.7 и относительно высокой энергией оледенения  $2.5-3.4 \text{ мм м}^{-1}$ . Причиной отмеченных несовпадений, вероятно, является несколько меньшие масштабы потепления по сравнению с прогнозом (за счет чего сохраняются высоко расположенные ледники с малой энергией оледенения) и пока реально отмечаемое уменьшение количества осадков вместо его прогнозного 20% роста (за счет чего исчезли некоторые малые ледники с высокой энергией оледенения).

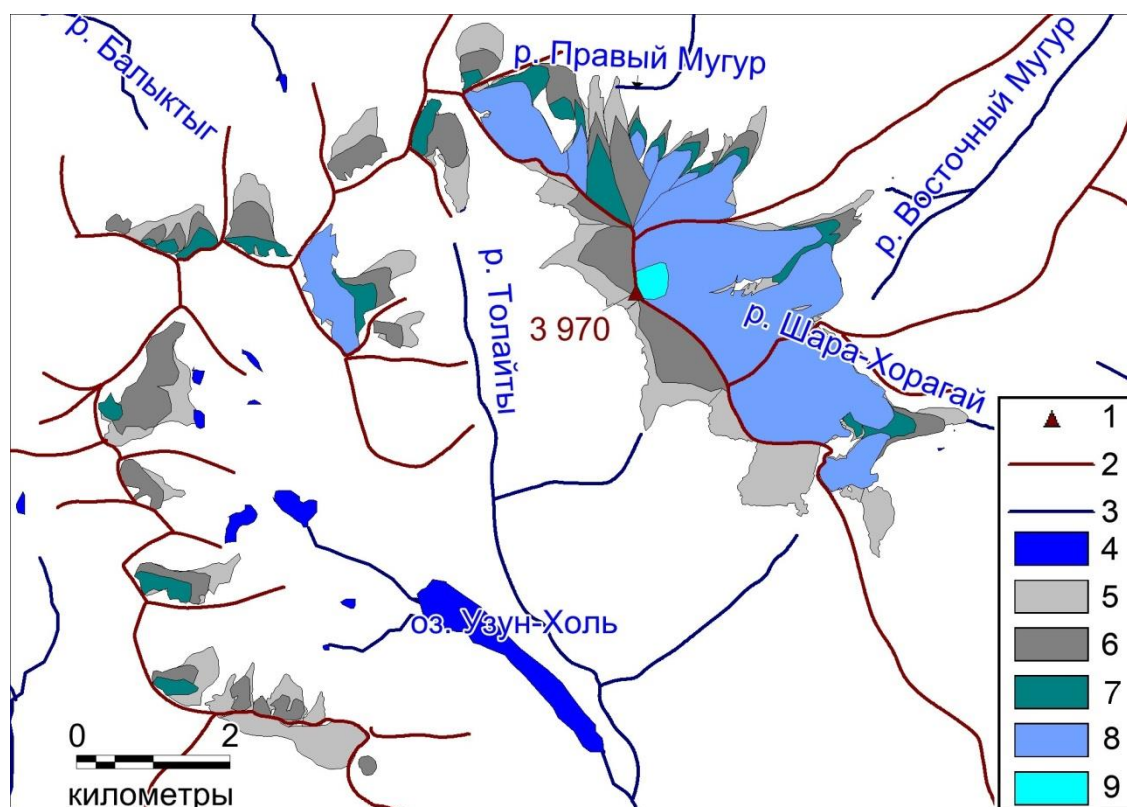


Рисунок 146. Прогнозируемое сокращение ледников массива Монгун-Тайга согласно сценариям гср.8.5. 1 - водоразделы, 2 – горные гребни, 3- реки, 4 - озера, 5 - сокращение оледенения массива с 1995 г. по 2011-2030 гг., 6 - сокращение оледенения с 2011-2030 по 2028-2047, 7 - сокращение оледенения с 2028-2047 гг. по 2041-2060 гг., 8 - сокращение оледенения с 2041-2060 гг. по 2080-2099 гг., 9 - ледники массива на 2080-2099 гг.

Во втором прогнозном сценарии RCP8.5 для 2028-2047 гг. значения  $\Delta T = 2.12^\circ\text{C}$ ,  $P = 1.229$ . Среднее значение  $\Delta Z\phi$  при таком сценарии составило в среднем 205 м (при этом конкретные значения варьируют от 165 м до 245 м). При таком подъеме фирновой границы



возможно сохранение лишь 21 ледника суммарной площадью 10,6 км<sup>2</sup>, при этом произойдет перестройка всей структуры оледенения массива. Полностью исчезнет малый ледниковый комплекс на западе массива в басс. р. Толайты, оледенения лишится юго-западный склон главной вершины массива. Деградация, в первую очередь, затронет маломощные ледники с низкой энергией оледенения — висячие, склоновые, плосковершинные. Вместе с потеплением и увлажнением исчезнут специфические черты оледенения массива как аридной и холодной территории — развитие ледников плоской вершины и склоновых ледников, совокупность которых можно назвать пассивным оледенением. Возрастет контрастность экспозиционного распределения ледников.

В третьем прогнозном сценарии RCP8.5 для 2041-2060 гг. значение  $\Delta T$  составило 2.97°C, а  $P$  — 1.292. Среднее значение  $\Delta Z_{\phi}$  составит 285 м, конкретные значения будут варьировать от 241 м до 322 м. Согласно нашим расчетам, сохранится 11 ледников суммарной площадью 8.64 км<sup>2</sup>, из них 10 - на северо-восточных и восточных склонах. Останется всего один ледник долинного типа - Восточный Мугур, причем его площадь составляла бы более 30% суммарного оледенения массива.

Четвертый прогнозный сценарий RCP8.5 для 2080-2099 гг. предусматривает  $\Delta T$  5.69°C, а  $P$  - 1.468. Единственный ледник, сохраняющийся при таких условиях - Восточный Мугур, при этом подъем фирновой границы для него составит 560 м, а высотный диапазон зоны питания — всего 60 м.

Рассмотренные сценарии предполагают достаточно большие направленные изменения климата в будущем. Тем не менее, сложно учесть все многообразие механизмов обратной связи, обеспечивающих стабильность природной среды и климата. Поэтому данные сценарии рассмотрены лишь как наиболее интересные с точки зрения максимальных изменений ГК. Во многом аналогом состояния ГК при реализации этих сценариев будут эпохи потеплений, неоднократно происходивших в позднем неоплейстоцене.

Как показывают наблюдения за поведением ледников региона в последние десятилетия, при сравнительно небольших и коротких колебаниях температуры и количества осадков основную роль в поведении ледников играет их морфология, в значительной степени определяемая ступенчатостью рельефа. Соответственно для модельного массива Монгун-Тайга прогноз будущего поведения ледников на ближайшие 10 лет может быть основан на экстраполяции современных тенденций их изменения с учетом морфологических особенностей и особенностей орографической базы оледенения. В то же время в настоящий момент эти тенденции не вполне отчетливы. Наиболее вероятны два варианта будущей динамики ледников массива.

- вариант один - возвращение к теплым и сухим условиям 1995-2008 гг.

Для прогноза сокращения оледенения при таком варианте целесообразно использовать проявляющуюся после максимума малой ледниковой эпохи закономерность в сокращении оледенения разных морфологических типов, связанную со ступенчатостью рельефа. По мере подъема снеговой границы вверх деградация оледенения испытывает определенную цикличность, связанную с наличием ярусности цирков и каров. Цикличность характеризуется определённой последовательностью событий: в первую фазу происходят обособление по ригельным уступам потоков льда, берущих начало в нижнем из задействованных ледниками цирковых уровней, от вышележащих цирков, которые заняты ледниками, а также потеря связи между потоками льда из соседних цирков и каров. Крупные многоярусные долинные ледники распадаются на долинные и карово-долинные ледники меньшего порядка, а небольшие долинные ледники – на каровые, карово-висячие и висячие. При этом увеличивается общее число ледников и возрастает доля малых форм оледенения. Во вторую фазу преимущественно сокращаются и исчезают малые ледники нижнего циркового яруса, тогда как оледенение следующего по высоте яруса относительно стабильно, мало изменяются и относительно крупные ледники.

В настоящее время фактически закончилась очередная фаза исчезновения малых ледников, приуроченных к высотной ступени 3000–3100 м (19 из них исчезли только за последнее десятилетие). Начавшийся интенсивный процесс деградации оледенения на высотах 3350–3400 м знаменует собой переход к очередной фазе распада относительно крупных ледников, связанной с отчленением ледяных потоков, приуроченных к ярусу на уровне 3200–3300 м, от верхнего яруса встречаемости цирков на высоте 3600–3700 м, а также обособлением боковых потоков сложных долинных ледников.

Так, уже произошёл распад ледника Левый Мугур. При сохранении современных климатических тенденций в ближайшие 10 лет следует ждать распада ледников Восточный Мугур и Селиверстова на несколько составляющих. Ледник Правый Мугур пока устойчив, но, тем не менее, в ближайшем будущем возможны более быстрая деградация его языка и переход в разряд карово-долинных. Кроме того, намечилось отчленение его языковой части от остального ледника по верхней части стенки цирка. Все эти процессы приведут к сокращению площади оледенения массива Монгун-Тайга еще на 2-3 км<sup>2</sup>, однако число ледников при этом возрастёт.

- вариант два - переход к более гумидным условиям, соответствующим началу 1990-х гг.

В этом случае оледенение массива в ближайшие несколько лет продолжит сокращаться в силу инерционности гляциальных систем. В то же время преобладание малых форм оледенения обуславливает относительно быструю реакцию оледенения на климатические изменения, что хорошо видно на примере изменений оледенения в последние десятилетия.

С учетом выявленной в главе цикличности изменений температуры и количества осадков в регионе подобный прогноз представляется более обоснованным. Возможно, новейшее поведение ледников служит подтверждением будущей реализации этого сценария. Так языки большинства ледников массива Монгун-Тайга в 2013 г. не отступили за счет малой абляции, а многие ледники испытали приращение к их языкам крупных снежников и наледей. Так у края ледника Восточный Мугур наледь заняла все пространство приледникового зандра, а приращение по длине составило около 100 м. Отметим, что подобные явления ранее отмечались нами в начале 1990-х, в частности в 1993 г, что вполне соответствует отмеченной выше цикличности климата территории.

Для ледников массива Монгун-Тайга даже небольшое увеличение количества твердых осадков за счет многократной концентрации в хорошо выраженных и глубоко врезанных цирках и карах вызовет быстрое возрождение большого количества недавно деградировавших ледников и может вызвать рост общей площади оледенения даже вопреки продолжающемуся по инерции сокращению долинных ледников.

### **Заключение.**

Необходимость изучения высокогорных геосистем резко континентального района северо-запада Внутренней Азии продиктована рядом причин.

Во-первых, это регион, имеющий климатическую и геоморфологическую специфику, резко отличающую его даже от близко расположенных или даже смежных относительно хорошо изученных гумидных районов Русского Алтая. Это, в свою очередь, диктует наличие здесь многих особенностей и закономерностей функционирования и эволюции гляциальных систем, не проявляющихся в упомянутых гумидных районах. В качестве примеров можно указать более важную роль для существования ледников перераспределения снега метелевым переносом по отношению к соллярной экспозиции склонов, как в настоящее время, так и в эпохи прошлых оледенений; существенно отличающиеся от гумидных районов значения колебаний высоты фирновой границы в плейстоцене и голоцене; широкое развитие погребенных льдов в перигляциальной зоне и длительное их сохранение; длительное сохранение ледниковых форм рельефа и следов преобразования ландшафтов ледниками, что позволяет нам выделять здесь гляциогенные системы. Наконец, важнейшей региональной особенностью резко континентального района северо-запада Внутренней Азии является развитие здесь малоактивных ледников, характеризующихся низкой концентрацией твердых осадков, малой энергией оледенения, низкой динамической активностью, и как следствие, незначительным воздействием на рельеф. Это, в свою очередь, определяет особенности соответствующих гляциогенных систем.

Во-вторых, резко континентальный район северо-запада Внутренней Азии до сих пор остается малоизученным в гляциологическом, геоморфологическом и климатическом отношении регионом. Даже информация о современных ледниках на территории России преимущественно относится к 1960-1970-м, когда составлялся Каталог ледников СССР, по территории Монголии и таких данных не имеется. Еще меньше степень палеогеографической изученности территории, что отчасти связан с бедностью территории ископаемой органикой за счет аридности климата. Имеющаяся информация о климате региона сводится к данным всего нескольких метеостанций, расположенных в котловинах. При этом в кризисные 1990-е годы многие метеостанции были закрыты. Как следствие, например, о количестве осадков в высокогорьях резко континентального района северо-запада Внутренней Азии можно судить преимущественно по косвенным данным, что дает существенный разброс значений в работах разных авторов.

В-третьих, в аридных климатических условиях традиционная хозяйственная деятельность исследуемого региона напрямую зависит от ледников и многолетних снежников, поскольку их наличие стабилизирует водный режим территории. В то же время с увеличением

интереса России к Центрально-Азиатскому региону возрастает антропогенная нагрузка на эти малонаселенные районы. В качестве примера можно назвать планирующееся строительство газопровода «Алтай» через территорию плато Укок и массив Таван-Богдо-Ола. Маршрут газопровода непосредственно пересекает гляциогенные комплексы, причем наши исследования начала 2000-х свидетельствуют о нестабильном состоянии грунта в пределах этих комплексов, что связано с существенным количеством погребенных ледниковых льдов, большой вероятности повторения селевых потоков и оползней, спровоцированных термокарстовыми процессами и отступанием ледников. Несомненно, это диктует потребность в новых, более детальных исследованиях проявлений экзогенных процессов в гляциогенных комплексах.

В-четвертых, реакция гляциогенных комплексов резко континентального района северо-запада Внутренней Азии и их элементов на современные климатические изменения также специфична, что проявляется, например, в высокой степени влияния местных геоморфологических условий и морфологических особенностей конкретных ледников, существенно искажающих климатический сигнал и вызывающих неодинаковую их реакцию на одинаковые климатические изменения. Преимущественно ступенчатый характер рельефа наряду с чередованием в последние 50 лет теплых и сухих периодов с холодными и влажными диктуют неравномерный, импульсный характер колебаний ледников. При этом в периоды неблагоприятных климатических условий имеет место интенсивное бронирование ледников или их отдельных участков, что способствует сохранению в высокогорных гляциогенных комплексах снежно-ледовой составляющей.

Данное диссертационное исследование, как надеется автор, отчасти восполняет имеющийся пробел в изученности гляциальных геосистем Внутренней Азии. Эта работа суммирует двадцатилетний этап исследований автора и одновременно опирается на исследования его учителей и коллег, ведущихся в последние полвека. В то же время работа является переходной к новому этапу работ, когда улучшение материально-технической базы позволяет наряду с использовавшимися ранее методами применять новые, такие, например, как  $^{10}\text{Be}$  датирование ледниковых отложений, метод анализа концентрации стабильных изотопов воды суммирует этап. Отметим при этом, что и традиционная «моренная» геоморфология в регионе исследования в силу его недостаточной изученности далеко не исчерпала своих возможностей. Использование традиционных методов в комплексе с новыми методами датирования или с анализом ранее недоступных космических снимков высокого разрешения дает возможности получить новые данные не только на ранее не исследованных участках, но и даже на ранее описанных и изученных. Подобные комплексные исследования проводятся с участием автора в настоящее время и будут продолжены в дальнейшем, и есть основания ожидать в ближайшем будущем новых значимых выводов и публикаций.

## Список литературы

1. Адаменко, М. Ф. Реконструкции динамики термического режима летних месяцев и оледенения на территории Горного Алтая в 14-20 вв. Автореферат дисс. на соискание уч. степени канд. географ. наук / Адаменко М.Ф.- Новосибирск, 1985.- 16 с.
2. Алейникова, А. М. Формирование и динамика приледниковых ландшафтов Центрального Кавказа. Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата географических наук / Алейникова М.Ф.- М., 2008.- 24 с.
3. Алексеев, В. Р. Наледи Сибири и Дальнего Востока / В.Р. Алексеев // Сиб. геогр. сб.- 1974.С. 5- 68.
4. Алтайский край. Атлас - Москва-Барнаул: Главное управление геодезии и картографии при Совете Министров СССР, 1978.- Т. 1.- 222 с.
5. Барбаш, В. Р. Расчеты некоторых характеристик таяния и его тепловых ресурсов с помощью ЭВМ / В.Р. Барбаш, Н.Г. Бочарова, Н.В. Давидович , А.Н. Кренке // МГИ.- 1981.- №43.- С. 114–119.
6. Барышников, Г. Я. Развитие рельефа переходных зон горных стран в кайнозое (на примере Горного Алтая) / Г.Я. Барышников.- Томск: Изд-во ТГУ, 1992.- 182 с.
7. Белостоцкий, И. И. Очерки по истории рельефа Тувы / И.И. Белостоцкий // Труды всец. аэрогеол. треста.- 1958 г.- вып. 4.
8. Береснева, И. А. Климаты аридной зоны Азии / И.А. Береснева.- М.: Наука, 2006.- 287 с..
9. Бляхарчук, Т. А. Реконструкции лесной и высокогорно-степной растительности юго-западной части Тувы с позднеледниковья до современности / Т.А. Бляхарчук // География и природные ресурсы.- 2008.- №1.- с. 89-96.
10. Богачкин, Б. М. К вопросу о следах древнего оледенения в Курайской впадине (Горный Алтай) / Б.М. Богачкин, О.А. Раковец // Геоморфология.- 1971.- №2.
11. Богачкин Б. М. История тектонического развития Горного Алтая в кайнозое / Б.М. Богачкин.- М.: Наука, 1981.- 132 с.
12. Большианов, Д. Ю. Пассивное оледенение Арктики и Антарктиды / Д.Ю. Большианов.- СПб: ААНИИ, 2006.- 296 с.
13. Бондарев, Л. Г. Очерки по оледенению массива Ак-Шийрак / Л.Г. Бондарев.- Фрунзе: Изд. АН КиргССР, 1963.- 203 с.
14. Борзенкова, И. И. Изменение климата в кайнозое / И.И. Борзенкова.- СПб: Гидрометеоиздат, 1992.- 247 с.
15. Борисов, Б. А. Алтае-Саянская горная область / А.Б. Борисов// Стратиграфия СССР. Четвертичная система.- Л.: Недра, 1984.- Т. 2. С. 331-350.

16. Борисов, Б. А. Плейстоценовые оледенения Алтае-Саянской горной страны и их корреляция и реконструкции / Б.А. Борисов, Е. А. Минина // Палеоклиматы и оледенения в плейстоцене.- М.: Наука, 1989 С. 217-223
17. Борисов, Б. А. Ребристые основные морены гор Южной Сибири и их значение для стратиграфии и палеогеографии плейстоцена / Б.А. Борисов, Е. А. Минина // Четвертичная геология и геоморфология. Дистанционное зондирование.- М., 1980.
18. Булатов, В. И. Ледники как ландшафтные комплексы географической оболочки Земли / В.И. Булатов, В.С. Ревякин // Известия ВГО.- 1970.- №1: Т. 102.- С. 54-56.
19. Бутвиловский, В. В. Палеогеография позднеледниковья и голоцена Горного Алтая / В.В. Бутвиловский, В.А. Панычев, С.А. Пономарева, А.С. Тресвятская // Гляциология Сибири.- Томск: Изд-во Т.У., 1993.- №4 (19).- С. 21-56.
20. Бутвиловский, В. В. Палеогеография последнего оледенения и голоцена Алтая: событийно-катастрофическая модель / В.В. Бутвиловский.- Томск: Т.У., 1993.- 253 с.
21. Бямба, Ж. Современное оледенение Монголии / Ж. Бямба, Е.И. Селиванов // Известия ВГО.- 1971.- №3: Т. 103.
22. Варданынц, Л. А. Вариационный закон отступления ледников / Л.А. Варданынц // Известия ВГО.- 1945.- №1: Т. 77.- С. 65-69.
23. Варданынц, Л. А. О древнем оледенении Алтая и Кавказа / Л.А. Варданынц // Изв. ВГО.- 1938.- №3: Т. 70.- С. 386-406.
24. Воскресенский, С. С. Геоморфология Сибири / С.С. Воскресенский - М.: Изд-во МГУ, 1962. 367 с.
25. Всероссийский научно-исследовательский институт гидрометеорологической информации- мировой центр данных. [Электронный ресурс] Режим доступа:- <http://meteo.ru/data>, дата обращения 04.12.2012.
26. Втюрин, Б. И. Подземные льды СССР / Б.И. Втюрин.- М.: Наука, 1975. 214 С.
27. Галахов, В. П. Оценка среднего многолетнего увлажнения и поверхностного стока бессточного бассейна реки Ховд (Западная Монголия). / В.П. Галахов, О.В. Ловцкая, С.Ю. Самойлова, Ч. Аюрзана, Д. Отгонбаяр - Барнаул: Азбука, 2013.- 109 с.
28. Галахов, В. П. Горноледниковые бассейны Алтая / В.П. Галахов, В.П. Голощехин.- Томск: Изд-во ТГУ, 1979.- 309 с..
29. Галахов, В. П. Ледники Алтая / В.П. Галахов, Р.М. Мухаметов.- Новосибирск: Наука, 1999.- 136 с.
30. Галахов, В. П. Современное и древнее оледенение горного узла Табын-Богдо-Ола / В.П. Галахов, А.Г. Редькин // География и природопользование Сибири.- Барнаул: Изд. Алт. ун-та, 2001.- №4.- С. 153-175.

31. Галахов, В. П. Расчет планового положения ледников на максимум последнего похолодания (по исследованиям в Абайской котловине) / В.П. Галахов, Г.Г. Русанов // Природные ресурсы Горного Алтая.- 2008.- №1(9).- С. 47-52.
32. Галахов, В. П. Имитационное моделирование как метод гляциологических реконструкций горного оледенения: (По материалам исследований на Алтае) / В.П. Галахов. - Новосибирск: Наука, 2001.- 136 с.
33. Галахов, В. П. Колебания ледников и изменение климата в позднем голоцене по материалам исследований ледников и ледниковых отложений бассейна Актру (Центральный Алтай, Северо-Чуйский хребет) / В.П. Галахов, А.Н. Назаров, Н.Ф. Харламова .- Барнаул: Изд-во Алт. ун-та, 2005. 132 с.
34. Ганюшкин, Д. А. Горные геосистемы внутриконтинентальных регионов Азии – структура и современная динамика. / Д.А. Ганюшкин, К.В. Чистяков // Вопросы географии.- М: Издательский дом «Кодекс», 2014.- Сб. 137: Горные исследования. Горные регионы северной Евразии. Развитие в условиях глобальных изменений.- С. 83-106.
35. Ганюшкин, Д. А. Палеогеографическая интерпретация пространственного положения каров массива Монгун-Тайга / Д.А. Ганюшкин // Вестник Санкт-Петербургского университета, сер. 7.- СПб, 2008.- № 4.- С. 160-167.
36. Ганюшкин, Д. А. , Москаленко И. Г., Селиверстов Ю. П. Оледенение массива Монгун-Тайга (Внутренняя Азия) в максимум малой ледниковой эпохи и его эволюция / Д.А. Ганюшкин, И.Г. Москаленко, Ю.П. Селиверстов // Вестник СПбГУ. Сер. 7.- СПб: Изд-во СПбГУ, 1998.- 4 (№28).- С. 27-37.
37. Ганюшкин, Д. А. Динамика многолетних снежников и снежно-фирновых полей массива Монгун-Тайга / Д.А. Ганюшкин, И.Г. Москаленко, К.В. Чистяков // Вестник СПбГУ, серия 7.- СПб: Изд-во СПбГУ, 2012 .- № 4.- С. 163-174.
38. Ганюшкин, Д. А. Изменчивость высотного положения фирновой линии на ледниках Алтае-Саянской горной страны и ее связь с климатическими параметрами / Д.А. Ганюшкин, К.В. Чистяков, М.В. Буева // Известия Русского Географического Общества.- 2013.- №4: Т. 145.- С. 45-53.
39. Ганюшкин, Д.А. Современное оледенение северо-запада Внутренней Азии и его динамика / Д.А. Ганюшкин, К.В. Чистяков, И.Г. Москаленко // Вестник СПбГУ, серия 7.- СПб: [б.н.], 2011.- №2.- С. 94-110.
40. Герасимов, И. П. Ледниковый период на территории СССР / И.П. Герасимов, К.К. Марков.- М: Тр. Ин-та геогр. АН СССР, 1939.- Т. 33. 462 с.
41. Глазырин, Г. Е. Горные ледниковые системы, их структура и эволюция / Г.Е. Глазырин.- Л.: Гидрометеиздат, 1991.- 109 с.



42. Глазырин, Г. Е. Распределение и режим горных ледников / Г. Е. Глазырин.- Л.: Гидрометеиздат, 1985.- 181 с.
43. Глазырин Г. Е. Статистическое исследование горных ледниковых систем: итоги и перспективы / Г.Е. Глазырин // МГИ.- М.: Наука, 2006.- вып. 100. – С. 61-72.
44. Гранэ, Г. И. О значении ледникового периода для морфологии Северо-Восточного Алтая / Г.И. Гранэ. // Изв. Зап. Сиб. Отд. Русск. Геогр. об-ва, 1916. – Т. 38. С. 1-22
45. Гросвальд, М. Г. Глава 8. Последнее оледенение Саяно-Тувинского нагорья: морфология, интенсивность питания, подпрудные озера / М.Г. Гросвальд // Взаимодействие оледенения с атмосферой и океаном / ред. Котляков В. М. и Гросвальд М. Г..- М.: Наука, 1987. С. 152-170
46. Гросвальд, М. Г. Глава 4. Оледенение, океан и ледниковые климаты плейстоцена: качественная модель / М.Г. Гросвальд // Взаимодействие оледенения с атмосферой и океаном / ред. Котляков В. М. и Гросвальд М. Г.. - М.: Наука, 1987. С. 90-116
47. Гудилин, И. С. Объяснительная записка к геоморфологической карте Тувинской автономной области / И.С. Гудилин, И.Г. Нордега, А.Л. Додин.- М.: Госгеолиздат, 1952. С. 2-5.
48. Гунин, П. Д. Охрана экосистем Внутренней Азии / П.Д. Гунин, Е.А. Востокова, Е.Н. Матюшин М.: Наука.- 1998.– 221 с.
49. Девяткин, Е. В. Кайнозой Внутренней Азии / Е.В. Девяткин. -М: Наука,1981.- 196 с.
50. Девяткин, Е. В. Кайнозой внутренней Азии (стратиграфия, геохронология, корреляция)// Автореф. дисс. .... д-ра. геол.-минерал. наук / Е.В. Девяткин.- М., 1978.- 34 с.
51. Девяткин, Е. В. Кайнозойские отложения и неотектоника Юго-Восточного Алтая / Е.В. Девяткин.- М.: Наука, 1965. 243 с.
52. Долгушин, Л. Д. Морфологическая характеристика современного оледенения гор Средней Азии / Л.Д. Долгушин, Г.Б. Осипова, О.В. Рототаева // МГИ.- 1972.- вып. 20.- стр. 169-184.
53. Донченко, Е. Д. Оледенение Шапшальского хребта и его динамика в историческое время (по материалам аэрофотосъемки) / Е.Д. Донченко // Гляциология Алтая.- 1962.- №2.- с. 146-172.
54. Душкин, М. А. Вып. 1, Ч. 6.: Бассейн р. Чуи. / М.А. Душкин // Каталог ледников СССР.- Л.: Гидрометеиздат, 1974.- Т. 15. Алтай и Западная Сибирь
55. Душкин, М. А. Геоморфологический очерк ледникового бассейна Актру / М.А. Душкин. // Гляциология Алтая.- Томск: Изд. ТГУ, 1967.- №5.- С. 42-65.
56. Душкин, М. А. Ч. 5. Бассейн р. Аргута. / М.А. Душкин, В.С. Ревякин // Каталог ледников СССР.- Л.: Гидрометеиздат, 1977. Т. 15. Алтай и Западная Сибирь..
57. Дюргеров, М. Б. Мониторинг баланса массы горных ледников / М.Б. Дюргеров.- М.: Наука, 1993.- 127 с..

58. Ендрихинский, А. С. Последовательность основных географических событий на территории Южной Сибири в позднем плейстоцене и голоцене / А.С. Ендрихинский // Поздний плейстоцен и голоцен юга Восточной Сибири.- Новосибирск: Наука, Сиб. отд., 1982.
59. Ерасов, Н. В. Метод определения объема горных ледников / Н.В. Ерасов // МГИ. -М: Наука- 1968.- вып. 14.- С. 307-308.
60. Ефимцев, Н. А. Четвертичное оледенение Западной Тувы и восточной части Горного Алтая / Н.А. Ефимцев.- М.: Изд-во АН СССР, 1961.- 164 с.
61. Заморуев, В. В. К вопросу о «ярусах каров» / В.В. Заморуев// Геоморфология.- 1975.- №2.- С. 28-32.
62. Заморуев, В. В. О характере и возрасте четвертичного оледенения гор Южного Забайкалья и Прибайкалья / В.В. Заморуев// Хронология ледникового века.- Л., 1971. С. 92-101
63. Зубаков, В. А. Глобальные климатические события плейстоцена / В.А. Зубаков.- Л.: Гидрометеиздат, 1986.- 288 с.
64. Зятькова, Л. К. Тува / Л. К. Зятькова // Алтае-Саянская горная область.- М.: Наука, 1969. С. 332-362.
65. Иванов, Н. И. Некоторые особенности распределения снежного покрова на северном склоне горного узла Биш-Иирду / Н.И. Иванов // Гляциология Алтая.- 1965.- №4.- С. 199-224.
66. Ивановский, Л. Н. Вопросы сопоставления конечных морен на Алтае / Ивановский Л.Н. // Гляциология Алтая.- Томск: Издательство Томского Университета , 1965.- №4.- С. 49-69.
67. Ивановский, Л. Н. Гляциальная геоморфология гор (на примере Сибири и Дальнего Востока) / Л.Н. Ивановский.- Новосибирск: Наука, 1981.- 174 с.
68. Ивановский, Л. Н. Районы древнего оледенения и объем льда позднеплейстоценовых ледников Алтая / Л.Н. Ивановский // Материалы гляциологических исследований. Хроника. Обсуждения.- 1974.- вып. 23.- С. 130-135.
69. Ивановский Л. Н. Формы ледникового рельефа и их палеогеографическое значение на Алтае / Л.Н. Ивановский.- Л.: Наука, 1967.- 263 с.
70. Ивановский, Л. Н. Возраст конечных стадий “актру” и “исторической” ледников Алтая / Л.Н. Ивановский, В.А. Панычев, Л.А. Орлова // Поздний плейстоцен и голоцен юга Восточной Сибири.- Новосибирск: Наука, 1982. С. 57-64
71. Исаченко, А. Г. Ландшафтоведение и физико-географическое районирование / А.Г. Исаченко.- М.: Высшая школа, 1991.- 366 с.
72. Калесник, С. В. Ледники, их роль и значение в жизни Земли / С.В. Калесник. - Л.: Изд. ЦУЕГМС СССР, 1935.-92 с.
73. Калесник, С. В. Общая гляциология / С.В. Калесник.- Л.: Учпедгиз, 1939.- 137 с..

74. Калесник, С. В. Очерки гляциологии / С.В. Калесник.- М.: Географгиз, 1963.- 551 с..
75. Климанов В.А. Климатические характеристики голоцена (интервал 6000-5500 л.н.) / В.А. Климанов, А.А. Величко, И.И. Борзенкова // Палеоклиматы и палеоландшафты внетропического пространства Северного полушария. Поздний плейстоцен - голоцен. Атлас-монография.- Под ред. Профессора А.А. Величко. М., 2009.- С. 20-24.
76. Клименко, В. В. Климат средневековой теплой эпохи в Северном полушарии / В.В. Клименко.- М: Изд-во МЭИ, 2001.- 88 с.
77. Клименко, В. В. Холодный климат ранней субатлантической эпохи в Северном полушарии / В.В. Клименко.- М: Издательство МЭИ, 2004.- 144 с.
78. Колосков, П. И. Опыт классификации объектов криосферы / П.И. Колосков // Труды комиссии по изучению вечной мерзлоты.- 1932.- Т. 1.
79. Котляков, В. М. Нивально-гляциальные системы Памира и Гиссаро-Алая / В.М. Котляков, А.Н. Кренке // МГИ.- М.: Наука, 1979.- вып. 35.- С. 25-33.
80. Котляков, В. М. Избранные сочинения в шести книгах. Книга 2. Снежный покров и ледники Земли / В.М. Котляков.- М.: Наука, 2004.- 448 с.
81. Котляков, В. М. Снежный покров Земли и ледники / В.М. Котляков.- Л.: Гидрометеиздат, 1968. 475 с.
82. Котляков, В.М. Гляциологический словарь / В.М. Котляков.- Л.: Гидрометеиздат, 1984.- 528 с.
83. Кренке А. Н. Массообмен в ледниковых системах на территории СССР / А.Н. Кренке.- Л.: Гидрометеиздат, 1982.- 288 с.
84. Кручинин Ю. А. Опыт разработки схемы гляциологического районирования Земли / Ю.А. Кручинин // Мат-лы гляциол. исслед. Хроника, обсуждения.- 1978.- вып. 34. С. 134
85. Кушев С. Л. Рельеф. / С.С. Кушев// Природные условия Тувинской автономной области.- М.: Изд-во АН СССР, 1957. С. 11-45
86. Ласточкин А. Н. Субгляциальная геоморфология Антарктики / А.Н. Ласточкин - СПб.: Издательство СПбГУ, 2007-2008.- Т. 1-2: 202 с 204 с
87. Лимнология и палеолимнология Монголии / Под ред. Д. В. Севастьянова, В. Ф. Шувалова, И. Ю. Неустроева. — СПб: Наука, 1994. — 304 с.
88. Лосев К. С. Лавины СССР / К.С. Лосев.- Л.: Гидрометеиздат, 1966. 130 с.
89. Луговой П. Н. Особенности геокриологических условий горных стран / П.Н. Луговой. - М.: Наука, 1970. 135 с.
90. Лунгерсгаузен, Г. Ф. Новейшая тектоника Горного Алтая / Г.Ф. Лунгерсгаузен, О.А. Раковец // Неотектоника СССР.- Рига, 1961. С. 205-211

91. Максимов, Е. В. Учение о ритмах в природе. / Е.В. Максимов. - СПб.: Издательство РГПУ им. А.Н. Герцена, 2000.- 117 с.
92. Малаева, М. В. Об изменении климатического режима Горного Алтая в позднем плейстоцене и палеогляциологических реконструкциях. / М.В. Малаева // Геоморфология.- М.: Наука, 1995- №1.- С. 17-21.
93. Малолетко, М. А. Западная Сибирь в Малую ледниковую эпоху (1550–1850 гг.) / М.А. Малолетко // География и природопользование Сибири.- Барнаул: Изд-во АГУ, 2003.- вып. 6.- с. 8-25.
94. Масарский, С. И. Новейшие тектонические движения и сейсмичность Западного Саяна и Западной Тувы / С.И. Масарский, Г. И. Рейснер.- М.: Изд. Наука, 1971.– 154 с.
95. Мельникова А. П. К вопросу о деградации оледенения на северном Тянь-Шане / А.П. Мельникова, Е.К. Баков // МГИ.- М: Наука, 1990.- с. 91-97.
96. Миланкович М. Математическая климатология и астрономическая теория колебания климата / М. Миланкович. - М.-Л.: ГОНТИ НКТП СССР , 1939.- 207 с.
97. Михайлов, Н. Н. Геоэкология горных котловин / Н.Н. Михайлов, К.В. Чистяков, Амосов М.И. и др. / Под ред. Ю.П. Селиверстова.- Л.: Изд-во Ленинградского ун-та, 1992.- 292 с.
98. Михайлов, Н. Н. Радиоуглеродное датирование голоценовых отложений горных районов южного обрамления СССР. II. / Н.Н. Михайлов, С.Л. Варганян, М.Г. Козырева и др. // Вестник ЛГУ, сер. 7.- 1991.- вып. 3 (№21).- С. 106-109.
99. Михайлов, Н. Н. Геоморфология гор и предгорий: материалы всерос. шк.-семинара, Барнаул-Горно-Алтайск, 24-30 сент. 2002 г. / Н.Н. Михайлов // Позднеплейстоценовое оледенение северо-востока Монгольского Алтая/ ред. Барышников Г.Я.- Барнаул, 2002.- С. 198-204.
100. Михайлов, Н. Н. Ледники Южного и Монгольского Алтая и их изменения в XX веке / Н.Н. Михайлов, О.В. Останин // География и природопользование Сибири.- Барнаул: Изд-во АГУ, 2002.- вып. 5.- С. 3-20.
101. Михайлов, Н. Н. Последний ледниково-межледниковый цикл и его роль в формировании представлений о плейстоценовых оледенениях Алтая / Н.Н. Михайлов // География и современность.- СПб: Изд-во Санкт-Петербургского ун-та, 2005.- вып.10.- С. 152-176.
102. Модина, Т. Д. Климаты Республики Алтай / Т.Д. Модина. - Новосибирск: изд. НПУ, 1997.- 186 с.
103. Монин, А. С. История климата / А.С. Монин, Ю.А. Шишков. - Л.: Гидрометеиздат, 1979.– 408 с.

104. Москаленко, И. Г. Параметризация процесса таяние ледников Северо-Запада Внутренней Азии / И.Г. Москаленко, С.А. Новиков // География и современность.- СПб: Изд-во С.-Петербур. ун-та, 1998 – вып. 8.- С. 180-191.
105. Москаленко, И. Г. Современное и древнее оледенение северного склона массива Таван-Богдо-Ола / И.Г. Москаленко, Д.А. Ганюшкин, К.В. Чистяков // Лед и Снег.- М: Наука, 2013.- №3.- С. 33-44.
106. Москаленко, И. Г. Горный массив Монгун-Тайга (Внутренняя Азия). Опыт эколого-географической характеристики / И.Г. Москаленко, Ю.П. Селиверстов, К.В. Чистяков.- СПб: Изд-во РГО, 1993.- 94 с.
107. Москаленко, И. Г. Современное оледенение высокогорных массивов Котловины Больших Озер / И.Г. Москаленко, Ю.П. Селиверстов, К.В. Чистяков // МГИ.- М: Наука. 1999-вып. 87.- С. 42-49.
108. Мурзаева, В. Е. Плувиальные обстановки позднего плейстоцена и голоцена в аридной зоне Азии и Африки / В.Е. Мурзаева, В.И. Коноплева, Е.В. Девяткин и др. // Изв. АН СССР, Сер. географич.- 1984.- №4.- С. 15-25.
109. Мухаметов, Р. М. Колебание ледниковых систем Алтае-Саянской горной страны: автореф. на соиск уч. степ. канд. географ, наук./ Р.М. Мухаметов - Иркутск, 1988.- 16 с.
110. Назаров, А. Н. Динамика верхней границы леса и ледников Центрального и Восточного Алтая в голоцене / А.Н. Назаров, О.Н. Соломина, В.С. Мыглан // Доклады Академии Наук.- 2012.- №6: Т. 444.- С. 1-5.
111. Нарожный, Ю. К. Ледник Софийский (Алтай): динамика, гляциогидроклиматический режим и распределение запасов льда / Ю.К. Нарожный, А.С. Никитин, В.В. Паромов // МГИ.- Наука: Институт географии РАН, М., ОАО "Внешторгиздат", 2002.- вып. 93.- С. 152-164.
112. Научно–прикладной справочник по климату СССР Серия 3 Многолетние данные Части 1 – 6 Выпуск 18 Казахская ССР Книга 3. .- Ленинград: Гидрометеиздат, 1990.
113. Научно-прикладной справочник по климату СССР. Серия 3 Многолетние данные. Части 1-6. Выпуск 20 Томская, Новосибирская, Кемеровская области, Алтайский край. - Санкт-Петербург: Гидрометеиздат, 1993.- 717 с.
114. Научно-прикладной справочник по климату СССР. Серия 3 Многолетние данные. Части 1-6. Выпуск 20. Томская, Новосибирская, Кемеровская области, Алтайский край. Книга 1. .- СПб: Гидрометеиздат, 1993.- 623 с.
115. Научно-прикладной справочник по климату СССР. Серия 3 Многолетние данные. Части 1-6. Выпуск 21. Красноярский край, Тувинская АССР. Книга 1.- Л.: Гидрометеиздат, 1990.- 623 с.

116. Научно–прикладной справочник по климату СССР Серия 3 Многолетние данные Части 1 – 6 Выпуск 18 Казахская ССР Книга 1 .- Ленинград: Гидрометеиздат, 1989.
117. Нехорошев, В. П. Материалы для геологии Алтая / В.П. Нехорошев // Тр. ВГРО - М.-Л.: Геолог. Изд-во Всесоюзн. Геол. разведочн. общ-ва,- 1932.– 105 с.
118. Николаев, В. И. Эпоха 125 тыс. лет назад- канун позднеплейстоценового оледенения / В.И. Николаев, Н.С. Блюм// МГИ. М: Наука - 1985.- вып. 52.- С. 40-44.
119. Новиков, И. С. Морфотектоника Алтая / И.С. Новиков.- Новосибирск: Академическое издательство «Гео» , 2004.- 313 С.
120. Обручев, В. А. Алтайские этюды / В.А. Обручев.- М.: «Землеведение», 1915.- Т. 3: 36 с.
121. Обручев, В. А. Орография Центральной Азии и ее юго-восточной окраины. / В.А. Обручев // Избранные труды по географии Азии.- М: Географгиз, 1951.- Т. 1. С. 248 331
122. Окишев, П. А. Динамика оледенения Алтая в позднем плейстоцене и голоцене / П.А. Окишев.- Томск: Т.Г.У., 1982.– 210 с.
123. Окишев, П. А. Малый ледниковый период на Алтае/ П.А. Окишев // МГИ. М: Наука - 1985.- вып. 52.- С. 170-174.
124. Окишев, П. А. Рельеф и оледенение Русского Алтая / П.А. Окишев.- Томск: Изд. Том. ун-та, 2011.- 382 с.
125. Олюнин, В. Н. Неотектоника и оледенение Восточного Саяна / В.Н. Олюнин.- М.: Наука, 1965.- 126 с.
126. Отгонбаяр, Д. Современное оледенение Монгольского Алтая (на примере хребтов Мунххайрхан, Сутай, горного узла Цамбагарав) / Д. Отгонбаяр.- Барнаул: Бизнес-Коннект, 2013.- 156 с.
127. Потанин, Г. Н. Очерки Северо-западной Монголии / Г.Н. Потанин.- СПб, 1883. - Т. III. 386 с.
128. Потанин, Г. Н. Путешествия по Монголии / Г.Н. Потанин.- М.: ОГИЗ, 1948.– 480 с.
129. Программа и методические указания по составлению Прикладной части Атласа снежно-ледовых ресурсов мира. // Мат-лы гляциол. исслед. Хроника, обсуждения,- 1979.- вып. 36.
130. Равский, Э. И. Осадконакопление и климаты Внутренней Азии в антропогене / Э.И. Равский.- М.: Наука, 1972.- 336 с.
131. Рагозин, Л. А. Террасы среднего течения р. Катунь / Л.А. Рагозин //Научн. Конф. По изуч. и освоен. производит. сил Сибири .- Томск, 1942.- Т. 3.- С. 36-107.
132. Раковец, О. А. О четвертичных оледенениях Алтая / О.А. Раковец, Г.А. Шмидт // Тр. Комиссии по изучению четвертичного периода.- 1963.- Т. 22. С. 5-31

133. Рацек, В. И. Особенности орографии оледенения высокогорной зоны Средней Азии: Автореф. дисс. на соискание ученой степени кандидата геогр. наук / В.И. Рацек.- М.: МГУ, 1970.- 18 с.
134. Ревушкин, А. С. О находке ископаемой древесины на хребте Монгун-Тайга (Юго-Западная Тува) / А.С. Ревушкин // Изв. Сибирского отд. АН СССР. Сер. биологич.-Новосибирск: Наука, 1979.- Вып. 2.- С. 46-47.
135. Ревякин, В. С. Современное оледенение в верхней части бассейна р. Аргут / В.С. Ревякин, П.А. Окишев // Гляциология Алтая.- 1970.- № 6.- С. 29-36.
136. Ревякин, В. С. Каталог ледников СССР Том 15. Алтай и Западная Сибирь Выпуск 1. Горный Алтай и Верхний Иртыш. Часть 8. Бассейны р. Моген-Бурен, Каргы / В.С. Ревякин.- Ленинград: Гидрометеиздат, 1978.- 80 с.
137. Ревякин, В. С. Природные льды Алтае-Саянской горной области (внутриконтинентальный вариант гляциосферы Земли) / В.С. Ревякин.- Л.: Гидрометеиздат, 1981.- 288 с.
138. Редькин, А. Г. Природные условия плоскогорья Укок в позднем плейстоцене-голоцене.: дисс. канд. геогр. наук: 11.00.04 / А.Г. Редькин .- Барнаул, 1998.- 174 с.
139. Рудой, А. Н. Об особенностях строения и условиях формирования отложений ледникового комплекса в разрезе Чаган (Юго-Восточный Алтай) / А.Н. Рудой, Г.Г. Русанов // Природные ресурсы Горного Алтая.- 2006.- №1.- С. 49-52.
140. Сапожников, В. В. Монгольский Алтай в истоках Иртыша и Кобдо: Путешествия 1905 - 1909 гг. / В.В. Сапожников.- Томск: Типо-Лит. Сиб. Т-ва Печат. Дела, 1911.- 418 с.
141. Сапожников, В. В. По Русскому и Монгольскому Алтаю / В.В. Сапожников.- М.: Государственное издательство географической литературы, 1949 .- 579 С.
142. Свиточ, А. А. Результаты изучения новейших отложений некоторых разрезов Чуйской впадины в связи с историей оледенения Горного Алтая. / А.А. Свиточ, С.С. Фаустов // Современное и древнее оледенение равнинных и горных районов СССР (Сборник статей).- Л.: Изд-во ГО СССР, 1978. С. 114-124.
143. Свиточ, А. А. Древние ледниковые отложения и оледенения Горного Алтая / А.А. Свиточ, В.С. Хорев // Изв. АН СССР. Сер. геогр.- 1975.- №4.- С. 101-108.
144. Свиточ, А. А. Корреляция разрезов Приобского плато и Горного Алтая / А.А. Свиточ, В.А. Ильичев, С.С. Фаустов. // Хронология плейстоцена и климатическая стратиграфия.- Л., 1973. С. 258-261

145. Севастьянов, Д. В. Лимногенез и эволюция озер в горных ландшафтах Внутренней Азии: автореф. дисс. на соискание уч. степени докт. геогр. наук / Севастьянов Дмитрий Викторович.- Санкт-Петербург, 1996 г. 40 с.
146. Севастьянов, Д. В. Лимногляциальный комплекс гор и его индикационные свойства / Д.В. Севастьянов, Ю.П. Селиверстов // География и современность.- СПб: Изд-во С.-Петербург. ун-та, 1995.- №7.- С. 78-102.
147. Северский, И В. К методике расчета средних сумм годовых сумм твердых осадков на границе питания ледников / И.В. Северский // Вестник АН Каз. АССР.- 1978.- №11.- С. 43-50.
148. Селиверстов, Ю. П. Современное и древнее оледенение массива Тургэн (Западная Монголия) 1. Бассейн р. Хархира-Гол / Ю.П. Селиверстов, К.В. Чистяков // Известия РГО.- СПб: Наука, 1998.- Вып. 1: Т. 130. С. 53-63
149. Селиверстов, Ю. П. Неоген-четвертичные образования и некоторые вопросы палеогеографии гор и впадин юга Сибири (Алтай, Саяны, Тува) / Ю.П. Селиверстов // Четвертичный период Сибири.- М., 1966. С 117-127.
150. Селиверстов, Ю. П. Пространственно-временная организация геоморфологических систем / Ю.П. Селиверстов.- Ленинград: Изд. Ленинградского Университета, 1990.- 292 С.
151. Селиверстов, Ю. П. Ритмика создания гляциальных образований гор. 1. Современное состояние проблемы стадильности горных оледенений / Ю.П. Селиверстов // Вестник СПбГУ, Сер. 7. Геология, география.- 1993а - 3(№21).- С. 71-80.
152. Селиверстов, Ю. П. Ритмика создания гляциальных образований гор. 2. Причины и ранговость ритмов горных оледенений / Ю.П. Селиверстов // Вестник СПбГУ, Сер. 7. Геология, география.- 1993б - 4 (№28).- С. 60-70.
153. Селиверстов, Ю. П. Современное оледенение Мунгун-Тайги (юго-запад Тувы) / Ю.П. Селиверстов // Изв. ВГО.- 1972.- вып. 1: Т. 104.- С. 40-44.
154. Селиверстов, Ю. П. Современный феномен «термокарстовой» дегляциации высокогорий / Ю.П. Селиверстов // Известия РГО.- 2000.- вып. 2.- С. 72-75.
155. Селиверстов, Ю. П. Четвертичные оледенения Южного Алтая / Ю.П. Селиверстов // Материалы ВСЕГЕИ. Нов. Серия.- 1959.- вып. 2.- С. 147-160.
156. Селиверстов, Ю. П. Современное оледенение массива Монгун-Тайга (Внутренняя Азия) и ороклиматические условия его существования / Ю.П. Селиверстов, И.Г. Москаленко, С.А. Новиков // МГИ.- М.: Наука, 1997.- вып. 82.- С. 33-42.
157. Селиверстов, Ю. П. Оледенение северного склона массива Таван-Богдо-Ола и его динамика / Ю.П. Селиверстов, И.Г. Москаленко, К.В. Чистяков // Изв. РГО.- 2003.- вып. 5: Т. 135.- С. 1-16.



158. Селиверстов, Ю. П. О лимногляциальном комплексе гор Внутренней Азии / Ю.П. Селиверстов, Д.В. Севастьянов // Известия РГО.- 1993.- вып. 5: Т. 125.- С. 30-40.
159. Семихатова, Л. И. Современное оледенение в Юго-Восточном Алтае / Л.И. Семихатова // Советская Азия.- М., 1930.- вып. 3-4.- С. 221-236.
160. Сергин, В. Я. Системный анализ программы больших колебаний климата и оледенения земли / В.Я. Сергин, С.Я. Сергин. - Л.: Гидрометеиздат, 1978.- 280 с.
161. Соломина, О. Н. Горное оледенение Северной Евразии в голоцене / О.Н. Соломина.- М.: Научный мир, 1999.- 272 с.
162. Соломина, О. Н. Лихенометрическое датирование природных и антропогенных форм рельефа на Алтае./ О.Н. Соломина, А.В. Чайко, И.Е. Чайко // Геоморфология.- 1992.- №3.- С. 82-89.
163. Сочава, В. Б. Введение в учение о геосистемах / В.Б. Сочава .- Новосибирск: Наука, Сибирское отделение, 1978.- 319 с.
164. Сперанский, Б. Ф. Основные моменты в кайнозойской истории Юго-Восточного Алтая / Б.Ф. Сперанский // Вестн. Зап.-Сиб. геол. трест.- 1937.- №5.- С. 55-60.
165. Спиридонов, А. И. Проблема поверхностей выравнивания / А.И. Спиридонов // Бюлл. МОИН, отд. Геол.- 1961.- №2: Т. 36.
166. Справочник по климату СССР. Вып. 20. - Л.: Гидрометеиздат, 1966.
167. Справочник по климату СССР. Вып. 21 .- Л.: Гидрометеиздат, 1967.
168. Справочник по климату СССР. Выпуск 20. Томская, Новосибирская и Кемеровская области и Алтайский край. Часть IV. Влажность воздуха, атмосферные осадки, снежный покров. - Ленинград: Гидрометеиздат, 1969.- 334 с..
169. Сумгин, М. И. Общее мерзлотоведение / М.И. Сумгин, С. П. Качурин., Н.И. Толстихин.- М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1940. 340 с.
170. Сыромятина М. В. Современное состояние и изменения ледников горного массива Табын-Богдо-Ола (Монголия) / М.В. Сыромятина, Ю.Н. Курочкин, К.В. Чистяков // Лед и снег.- М.: Наука, 2014.- №3.- С. 31-38.
171. Телятников, М. Ю. Тенденции смещения границы леса и тундры в Алтае-Саянской горной области в позднем голоцене / М.Ю. Телятников, Д.Н. Шауло // Сиб. экол. журн.. - 2005.- №4. С. 677-685.
172. Тронов, М. В. Вопросы горной гляциологии / М.В. Тронов.- М.: Географгиз, 1954.- 276 с.
173. Тронов, М. В. Ледники и климат / М.В. Тронов.- Л.: Гидрометеиздат, 1966.- 407 с.
174. Тронов, М. В. О некоторых географических признаках климата в высокогорной местности / М.В. Тронов // Гляциология Алтая.- 1964.- №3.- С. 12-51.

175. Тронов, М. В. Очерки оледенения Алтая / М.В. Тронов.- М.: Географгиз, 1949.- 373 с.
176. Тронов, М. В. Проблемы ороклиматической базы горного оледенения / М.В. Тронов // Гляциология Алтая.- 1978.- №12.- С. 3-22.
177. Тронов, М. В. Факторы оледенения и развития ледников / М.В. Тронов.- Томск: Изд-во ТГУ, 1972.-. 235 с.
178. Тушинский, Г. К. Гляциологическое районирование Земли // Гляциогидроклиматология горных стран / Г.К. Тушинский, Н.М. Малиновская.- М.: Наука, 1973. С. 7-14.
179. Тушинский, Г. К. Инженерная гляциология / под ред. Г.К. Тушинского - М.: МГУ, 1971. 121 с.
180. Тушинский, Г.К. Лавины / Г.К. Тушинский. М.: Гос. изд-во геогр. лит-ры, 1949. 214 с.
181. Тушинский, Г. К. Ледники, снежники, лавины Советского Союза / Г.К.Тушинский.- М: Изд-во геогр. литературы, 1963. 312 с. .
182. Тырышканов, В. П. Морфология снежников западной части Катунского хребта / В.П. Тырышканов // Гляциология Алтая.- 1976.- №11.- С. 98-102.
183. Тюменцев, К. Г. Отчет геолого-гляциологической части Алтайской ледниковой экспедиции 1933 г. / К.Г. Тюменцев // Тр. Ледн. Экспед. 2 МГТ.- 1936.- вып. 6.- С. 122-191.
184. Харламова, Н. Ф. Долговременные климатические изменения на внутриконтинентальной территории России (Алтайский регион) / Н.Ф. Харламова // Известия АлтГУ.- Барнаул, 2010.- №3(67): Т. 1.- С. 133-140.
185. Харламова, Н. Ф. Климатические особенности плоскогорья Укок и прилегающих территорий / Н.Ф. Харламова // Известия АлтГУ.- Барнаул, 2004.- №3(33).
186. Ходаков, В. Г. Водно-ледовый баланс районов современного и древнего оледенения СССР / В.Г. Ходаков.- М.: Наука, 1978.- 194 с.
187. Ходаков, В. Г., Моисеева Г. П. Ледники как индикаторы климата / В.Г. Ходаков, Г.П. Моисеева // МГИ.- М.: Наука, 1972.- вып. 6.- С. 83-86.
188. Хотинский Н. А. Палеоклиматические схемы территории СССР в бореальном, атлантическом и суббореальном периодах голоцена. / Н.А. Хотинский , С.С. Савина // Изв. АН СССР. Сер. геогр.- 1985.- №5.- С. 18-34.
189. Хруцкий В. С. Динамика ледников горного узла Тургэн-Хархира / В.С. Хруцкий, Е.И. Голубева // География и природные ресурсы.- Иркутск, 2008.- 3.- С. 145-155.
190. Цомая В. Ш. Зависимость площади ледников и коэффициента неравномерности оледенения от физико-географических условий / В.Ш. Цомая // Труды Зак-НИГМИ.- 1963.- вып. 13.- С. 29-34.

191. Четвертичная система // Состояние изученности стратиграфии докембрия и фанерозоя России. Задачи дальнейших исследований. Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий.- СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2008.- вып. 38.- С. 115-127.
192. Чистяков, К.В. О находке ископаемых лиственничников в Юго-Западной Туве / К.В. Чистяков, Ю.П. Селиверстов, Н.Н. Михайлов и др.// Изв. РГО, 2000, т. 132, вып. 3, С.68-76.
193. Чистяков, К. В. Горный массив Монгун-Тайга/ К.В. Чистяков, Д.А. Ганюшкин, И.Г. Москаленко и др.; под ред. К.В. Чистякова . СПб:»Арт-Экспресс», 2012.-310 с.
194. Чистяков, К. В. Горы и люди: изменения ландшафтов и этносы внутриконтинентальных гор России / К.В Чистяков, Н.В. Каледин, И.Г. Москаленко.- СПб: ВВМ, 2010.- 438 с.
195. Чистяков К. В. Ландшафты Внутренней Азии: Динамика, история и использование: диссертация ... доктора географических наук: 25.00.23 / Чистяков Кирилл Валентинович.- СПб, 2001.- 269 с.
196. Чистяков, К. В. Климат Убсунурской впадины: пространственная модель / К.В. Чистяков, И.Г. Москаленко, Е.С. Зелепукина // Изв. РГО.- 2009.- №1: Т. 141.- С. 44-61.
197. Чистяков, К.В. Региональная экология малоизмененных ландшафтов: Северо-Запад Внутренней Азии / К.В. Чистяков, Ю.П. Селиверстов.- СПб: Изд-во СПбГУ, 1999.- 264 с.
198. Чичагов, В. П. Аридный пенеппен Центральной Азии и особенности его формирования в малый ледниковый период в Восточной Монголии / В.П. Чичагов // Изв. РГО.- 1996.- №6: Т. 128.- С. 27-38.
199. Шейнкман, В. С. Возрастная диагностика ледниковых отложений Горного Алтая и их тестирование на разрезах Мертвого моря/ В.С. Шейнкман // МГИ.- М: Наука, 2002.- вып. 93.- С. 41-55.
200. Шейнкман, В. С. Гляциогенные подпрудные озера в горах Сибири: причины и факторы возникновения и развития / В.С. Шейнкман // МГИ.- М.: Наука, 1997.- С. 43-50.
201. Шейнкман, В. С. К проблеме древнего оледенения в горах Сибири / В.С. Шейнкман. // Гляциология Сибири.- Томск: изд-во Т.У, 1993.- №4 (19).- С. 11-15.
202. Шейнкман, В. С. Формирование в горах Сибири особого типа – криогляциальных – географических систем / В.С. Шейнкман // Экология Южной Сибири.- вып. 11, Абакан, 2007, с. 132-134
203. Шейнкман В. С. Четвертичное оледенение в горах Сибири как результат взаимодействия гляциальных и мерзлотных процессов/ В.С. Шейнкман // Материалы гляциологических исследований.- М., 2008.- № 105.- С. 51-72.

204. Щербакова Е. М. Рельефообразующая деятельность плейстоценового оледенения на Алтае/ Е.М. Щербакова // Вестн. Моск. ун-т. География.- М., 1974.- №5.- С. 18-25.
205. Щетинников А. С. Оледенение Гиссаро-Алая /А.С. Щетинников.- Л.: Гидрометеиздат, 1981.- 119 с.
206. Щукина Е. Н. Геология отложений кайнозоя и геоморфология Горного Алтая и его предгорий/ Е.Н. Щукина.- М.: Библиотека Отделения наук о Земле АН СССР, 1952, 1953.- Т. 1, 2.
207. Щукина Е. Н. Закономерности размещения четвертичных отложений и стратиграфия их на территории Алтая // Стратиграфия четвертичных (антропогенных) отложений азиатской части СССР и их сопоставление с европейскими / Е.Н. Щукина.- М., 1960. С. 127-165
208. Agatova, A. R. Holocene glacier fluctuations and climate changes in the southeastern part of the Russian Altai (South Siberia) based on a radiocarbon chronology/ A.R. Agatova, A. N. Nazarov, R. K. Nepop et. al. // Quat. Sci. Rev. 2012. Т. 43. pp. 74–93. 11.
209. An, Z. Late Quaternary dust flow on the Chinese Loess Plateau/ Z. An, G.J. Kukla, S.C. Porter et.al // Catena.- 1991.- 18.- pp. 125-132.
210. Baast, P. Modern glaciers of Mongolia/ P. Baast .- Ulaanbaatar: Institute of Meteorology and Hydrology, Unpublished Report 1998. 162 pp.-.
211. Carruthers, D. Exploration in north-west Mongolia/ D. Carruthers // The Geographical journal.- 1911.- 37.- pp. 165-170.
212. Carruthers, D. Exploration in north-west Mongolia and Dzungaria/ D. Carruthers // The Geographical journal.- 1912.- 39. - pp. 521-551.
213. Carruthers, D. Unknown Mongolia: a Record of Travel and Exploration in North-WestMongolia and Dzungaria in the Years 1910 and 1911 / D. Carruthers.- London: Hutchinson, 1914a.- Vol. 1.- pp. 318.
214. Carruthers, D. Further information on the Turgun or Kundelun Mountains in north-western Mongolia, and notes on a new map of this region/ D. Carruthers // The Geographical Journal - 1914b г.. - 44. - стр. 382-385.
215. Chistyakov, K. V. The glacier complexes of the mountain massifs of the north-west of Inner Asia and their dynamics/ K. V Chistyakov,.; D. A. Ganushkin, I. G. Moskalenko et al. // Geography, environment, sustainability.- 2011.- 2. - pp. 4-21.
216. Cui Zhijiu The Quarternary Glaciations of Shesan Mountain in Taiwan and glacial classsification in monsoon area/ Cui Zhijiu, Yang Jianfu, Liu Gengnian, et.al. // Quarternary International.- 2002.- 97/98.- pp. 143-158.

217. Dashdeleg, N. Modern glaciers of Mongolia. / N. Dashdeleg // National Atlas of the Peoples Republic of Mongolia.- Ulaanbaatar and Moscow: In Academy of Sciences of Mongolia and Academy of Sciences of USSR (eds.), 1990.
218. Davaa, G.. Changes in hydrological systems of Mongolia / G. Davaa, J. Basandorj // 13th International Hydrological Programme (IHP) Regional Steering Committee Meeting for Southeast Asia and Pacific, Final Report, 25 November 2005, Bali .- Jakarta: United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization (UNESCO), 2005.- pp. 113-122.
219. Davaa, G. Overview of Current Glacier Studies in Mongolia / G. Davaa , T. Kadota // Presentation at 5th Meeting of Global Earth Observation System of Systems (GEOSS) AsianWater Cycle Initiative (AWCI) December 15–17, University of Tokyo.- 2009.
220. Dirksen, V. G. Mid to late Holocene climate change and its influence on cultural development in South Central Siberia / V. G. Dirksen, B. van Geel // Impact of the environment on Human migration in Eurasia. E.M. Scott, A.Yu. Alekseev and G. Zaitseva (eds)- NATO Science Series, IV. Earth and Environmental Sciences 42: 2004. pp.159-183.
221. Dorofeyuk, N. I. Vegetation and lake levels in Northern Mongolia in the last 12,500 years as indicated by data of pollen and diatom analysis / N. I. Dorofeyuk, P. E. Tarasov // Stratigraphy and Geological Correlation.- 1998.- 6 (1).- pp. 70-83.
222. Gillespie, A.R. Late Pleistocene glaciers in Darhad Basin, northern Mongolia/ A.R.Gillespie, R.M. Burke, G. Komatsu et al. // Quatern. Res.- 2008.- 69.- pp. 169-187.
223. Glacier inventory of China. 11. Altay mountains.- [s.l.]: Lanzhou institute of glaciology and cryopedology. Academica Scinica, 1982.- 62 p.
224. Grove, J. M. Little ice ages : ancient and modern / J.M. Grove.- 2nd Edition vol. 2. Routledge Taylor and Francis Group. New York, 2004. pp. 536-544.
225. Grunert, J. Paleoclimatic evolution of the Uvs Nuur basin and adjacent areas (Western Mongolia) / J. Grunert, F. Lehmkuhl, M. Walther // Quaternary International.- 2000.- 65/66.- pp. 171-192.
226. Harmon, R.S. U-series and amino-acid racemization geochronology of Bermuda: implications for eustatic sea-level fluctation over the past 250,000 years/ R.S. Harmon, R.M. Mmitterer, N. Kriausakui // Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.- 1983.- 44.- pp. 41-70.
227. Hovermann, J. Zur Klimageschichte Hoch-und Ostasiens/ J.Hovermann, H.Sussenberger // Berliner Geographische Studien. - 1986 .- 20.- pp. 173-186.
228. Jahnsen, A. Modeling of Climate Parameters for Characterizing Glaciers in the Turgen-Kharkhiraa Massif (Mongolia) / A. Jahnsen // Ph.D. thesis.- Aachen : Technical University of Aachen, 2010 г.- 143 pp. + appendix.- (In German).

229. Jin Jun Ji Climatic change in arid areas of China and monsoon fluctuations during the past 10 kyears/ Jin Jun Ji // *Journal of Arid Environments*.- 1996.- 1: vol. 32.- pp. 1-7.
230. Jiyang Chen Preliminary study on the lichenometry dating on glacier variation during the Holocene in source area of the Urumqi river, Tianshan / Jiyang Chen // *Science in China (B)*. - 1988 г.. - 1. – pp. 95-104. - in Chinese.
231. Kadota, T., Davaa G. In Proceedings of the 2nd International Workshop on Terrestrial Change in Mongolia / T. Kadota, G. Davaa // *A preliminary study on glaciers in Mongolia*.- Ulaanbaatar: Institute of Meteorology and Hydrology, 2004.- pp. 100-102.
232. Kamp, U. Documenting glacial changes between 1910, 1970, 1992 and 2010 in the Turgen Mountains, Mongolian Altai, using repeat photographs, topographic maps, and satellite imagery/ U. Kamp, K. G. McManigal, A. Dashtseren et. al // *The Geographical Journal*.- 2013.- 3: Vol. 179.- pp. 248-263.
233. Kamp, U. The Glaciers of Mongolia. / Kamp, U.; Krumwiede, B.; McManigal, K.; Pan, C.; Walther, M.; Dashtseren, A. // *Occasional Paper*. 2013.- 43 p.
234. Klinge, M. Glacial-geomorphologic Investigations in the Mongolian Altai: a Contribution to the Late Quaternary Landscape and Climate History of Western Mongolia / M. Klinge.- Aachen: Aachener Geographische Arbeiten, 2001.-35: 125 p.- in German.
235. Kurowsky, L. Die Hohe der Schneegrenze mit besonderer Berücksichtigung der Finsteraargorngruppe / L. Kurowsky // *Pencks Geogr. Abh.*- Wien, 1881.- 5.- pp. 115-160.
236. Lehmkuhl, F. An outline of physical geography including glacial land forms of Eastern Tibet / F. Lehmkuhl, S. Liu // *Geo Journal*.- 1994– 34 (1).- pp. 7-30.
237. Lehmkuhl, F. Holocene glaciers in the Mongolian Altai: an example from the Turgen-Kharkhiraa Mountains / F. Lehmkuhl // *Journal of Asian Earth Sciences*.- 2012.- 52.- pp. 12-20.
238. Lehmkuhl, F. Modern and Pleistocene geomorphic regions in the Turgen-Kharkhiraa / F. Lehmkuhl // *Die Erde*.- 1999.- 130.- pp. 151-172.- In German.
239. Lehmkuhl, F. Quaternary glaciations in central and western Mongolia/ F. Lehmkuhl // *Quaternary*.- 1998.- 6.- pp. 153–167.
240. Lehmkuhl, F. Luminescence chronology of fluvial and aeolian deposits in the Russian Altai (Southern Siberia) / F. Lehmkuhl, M. Frechen, A. Zander // *Quatern. Geochronol.* - 2007.- 2.- pp. 195–201.
241. Lehmkuhl, F. The extent and timing of Late Pleistocene Glaciations in the Altai and neighbouring mountain systems/ F. Lehmkuhl, M. Klinge, G. Stauch // *Developments in Quaternary Science*.- Amsterdam, 2011.- 15.- p p. 967-979.

242. Li, B. Y. On the environmental evolution of Xizang (Tibet) in Holocene // *Quaternary Geology and Environment of China*/ B. Y. Li, Yang, Yi-Chou et. al.-China Ocean Press, 1982. pp. 173-179
243. Mann, M.E. Global-scale Temperature Patterns and Climate Forcing Over the Past Six Centuries/ M.E. Mann., R.S. Bradley, M.K. Hughes // *Nature*.- 1998.- 392.- pp. 779-787.
244. Muscheler, R. Tree rings and ice cores reveal  $^{14}\text{C}$  calibration uncertainties during the Younger Dryas/ R. Muscheler, B. Kromer, S. Björck et al // *Nature Geoscience*.- 2008.- 1.- pp. 263 - 267 .
245. NEEM community members. Eemian interglacial reconstructed from a Greenland folded ice core/ NEEM community members // *Nature*.- 2013.- 493. pp. 489-494
246. Nilson, E. The paleoclimatological significance of dust signals: New luminescence dates from Russian and Mongolian dust source areas / E. Nilson, F. Lehmkuhl, G. Stauch et al. // *Terra Nostra*. - 2003 г.. - pp. 315-320.
247. Peck, John.A. Mid to Late Holocene climate change in north central Mongolia as recorded in the sediments of Lake Telmen/ John.A.Peck, P. Khosbayar, Sarah J.Fowell // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*.- 2002.- 183.- pp. 135-153.
248. Reuther, A.U. Constraining the timing of the most recent cataclysmic flood event from ice-dammed lakes in the Russian Altai Mountains, Siberia, using cosmogenic in situ  $^{10}\text{Be}$ / A.U. Reuther, J. Herget, S. Ivy-Ochs et al.// *Geology*.- 2006.- 34(11).- pp. 913-916.
249. Ruddiman, W. P. Oceanic mechanisms for amplification of the 23,000-year ice volume cycles/ W. P. Ruddiman, A. McIntyre // *Science*.- 1981.- 212.- pp. 617-627.
250. Rutkowski, E. Zrownanie obrazyne w Kotlinie Wielkich leziur (Zachodnia Mongolia)/ E. Rutkowski // *Przeglad Geologiczny*.- Warszawa, 1966.- №7: T. 14.- pp. 237-251.
251. Rutkowsky, E. Lodowiec Baga Mniejszy w gorach Turgeni/ E. Rutkowsky // *Wszechswiat*.- Krakow, 1966b.- 4: 2.- pp. 128-130.
252. Rutkowsky, E. Zlodowacenie i morfologia dorzecza Charchira-Gol/ E. Rutkowsky, W. Slowansky // *Z badan Polskich geologow za granica*.- Warszawa: Instytut Geologiczny, 1970.- 226: T. II,cz. 1. - pp. 447-463.
253. Schi Yafeng Warm and humid climate and transgression during 40-30 ka BP and their potential mechanisms in Chinna/ Schi Yafeng, Yu Ge // *Quaternary Science*.- 2003.- 23(1).- pp. 1-11. - in Chinese with english abstract.
254. Shen Caiming Paleo- vegetation and climate in Zoige region since 25,000 years age/ Shen Caiming, Tang Lingyu, Wang Sumin // *Acta Micropaleontologica Sinica*.- 1996.- 13(4).- pp. 401-406.
255. Shi Yangfeng Glaciers and related environments in China/ Shi Yangfeng, Huang Maohuan, Yao Tandong et al, ed. Yafeng Shi.- Beijing: Sience Press, 2008.- 539 p.

256. Staudacher, Th. Preliminary ages of the Jifang Qiao glacier moraines. Western Tibet determined from cosmogenic noble gas isotopes/ Th. Staudacher, Ph. Sarda, P. Tapponier et al. // Abstracts of international Symposium on the Karakorum and Kunlun Mountains, June 5-9 1992, Kashi, China.- Beijing: Geological Press, 1992.
257. Taylor, K. C. The Holocene-Younger Dryas Transition Recorded at Summit, Greenland / K.C. Taylor, P.A. Mayewski, R.B. Alley et al // Science.- 1997.- 5339: Vol. 278.- pp. 825-827.
258. Thompson, L. G. Tropical climatic instability, the last glacial cycles from a Qinghai Tibetan ice core/ L.G. Thomson, T. Yao, M. Davis// Science.- 1997.- 276.- pp. 1821-1825.
259. Xu, X. OSL dating of glacier extent during the Last Glacial and the Kanas Lake basin formation in Kanas River valley, Altai Mountains/ X. Xu, J. Yang, L. Wang et al. // China. Geomorphology.- 2009.- 112.- pp. 306-317.
260. Zhang Qingsong On the present rising problem of the Qinghai-Xizang Plateau/ Zhang Qingsong, Zhou Yaozheng, Liu Xiangxun // Chinese Science Bulletin.- 1991.- 36(7).- pp. 529-531.- in Chinese.
261. Zheng Benxing Glacier variation in the monsoon maritime glacial region since the Last Glaciation on the Qinghai-Xizang (Tibetan) Plateau/ Zheng Benxing // The Changing Face of Eastern Asia during the Tertiary and Quaternary.- Hongkong: Center of Asia studies, Univ. of Hongkong, 1997.



## Приложение

Таблица 73. Радиоуглеродные датировки ландшафтов северо-запада Внутренней Азии.

Индекс	Район и место отбора	Высота, м н.у.м.	Глубина, см	Состав	Датировка	Авторы
ЛУ-7285	Монгун-Тайга, дол. р. Восточный Мугур, размыв рекой морены исторической стадии, зачищенный верх стенки срыва	2783	30	торф	$\delta^{14}C=9,592\pm 1,92$ 1956-1958 гг. 1998-2002 гг.	1,2
ЛУ-6819	Монгун-Тайга, дол. р. Восточный Мугур	2730	0	ненарушенные корни растений	$\delta^{14}C=14,58\pm 0,98$ % рад. 1957-1959 гг. или 1990-1993 гг. календ.	2
ЛУ-6820	Монгун-Тайга, дол. р. Восточный Мугур	2730	0	ненарушенные корни растений	$\delta^{14}C=24,23\pm 1,60$ % рад. 1960-1962 гг. или 1982-1984 гг. календ.	2
ЛУ-2241	Монгун-Тайга, дол. р. Восточный Мугур	н.д.	35-45	Торф	$30\pm 50$	3
ЛУ-2681	Монгун-Тайга, Шара-Хорагай	2280	130	Растительные остатки	$30\pm 70$	3
ЛУ-3221	Монгун-Тайга, дол. р. Восточный Мугур	2460		Торф	$130\pm 50$	7, 5
ЛУ-2221	Западная Тува, Узун-Хем	н.д.	50-60	Торф с песком	$180\pm 60$	3
ЛУ-2680	Монгун-Тайга, Шара-Хорагай	2280	190-200	Торф	$180\pm 40$	3
ЛУ-2633	Монгун-Тайга, дол. р. Восточный Мугур	н.д.	85-90	Древесина	$250\pm 190$	3
ЛУ-2660	Увс-Аймак, Вост. Тургэн-Гол	2520	85-90	Озерные отложения	$270\pm 60$	3

Индекс	Район и место отбора	Высота, м н.у.м.	Глубина, см	Состав	Датировка	Авторы
ЛУ-2231	Монгун-Тайга, Шара-Хорагай		140-150	Торф с песком	300±70	3
ЛУ-2925	Увс-Аймак, Вост. Тургэн-Гол	2780	65-70	Торф, мерзлота	330±70	7
ЛУ-2761	Увс-Аймак, Сев. Тургэн-Гол	2510	45-55	Торф	360±50	7, 6
ЛУ-5823	Монгун-Тайга, дол. р. Толайты	2530	20	Торф	390±90 (рад.), 430±80 cal BP	2
ЛУ-5826	Монгун-Тайга, дол. р. Мугур	2350	20	Торф	390±60 (рад.), 430±70 cal BP	2
ЛУ-2923	Увс-Аймак, Вост. Тургэн-Гол	2780	30-35	Торф	400±90	7
ЛУ-2678	Монгун-Тайга, Шара-Хорагай	2280	230-240	Озерные отложения	460±60	3
ЛУ-2225	Монгун-Тайга, Шара-Хорагай	н.д.	240-250	Детрит (растительный, в суглинках)	460±90	3
ЛУ-2634	Монгун-Тайга, Толайты	н.д.	35	Торф	560±60	3
ЛУ-7282	Монгун-Тайга, дол. р. Шара-Хорагай	2691	110 см повторный	Торф 14С	500±70 (рад.) 560±60 (кал.)	2, 1
ЛУ-2760	Увс-Аймак, Сев. Тургэн-Гол	2510	155-165	Торф, мерзлота	560±70	7, 6
ЛУ-3410	Монгун-Тайга, дол. р. Восточный Мугур	2520	10-20	Торф с песком	580±80	7
ЛУ-7286	Цаган-Шибэту, дол. р. Узун-Хем		105-120	Мерзлый торф 14С	630±50 (рад.) 620±40 (кал.)	2, 1
ЛУ-3407	Монгун-Тайга, дол. р. Восточный Мугур	2520	110-120	Торф с песком	650±50	7
ЛУ-2216	Монгун-Тайга, дол. р. Восточный Мугур	н.д.	40-50	Торф с песком	690±50	3

Индекс	Район и место отбора	Высота, м н.у.м.	Глубина, см	Состав	Датировка	Авторы
ЛУ-2636	Монгун-Тайга, Эски-Толайты	н.д.	н.д.	Озерные отложения	720±90	3
ЛУ-7281	Монгун-Тайга, дол. р. Шара-Хорагай	2691	40 см	Торф 14С	720±60 (рад.) 670±60 (кал.)	2, 1
ЛУ-3220	Монгун-Тайга, дол. р. Восточный Мугур	2460		Торф	740±60	7, 5
ЛУ-2238	Монгун-Тайга, дол. р. Восточный Мугур	н.д.		Торф (моховый)	740±80	3
ЛУ-2220	Западная Тува, Узун-Хем	н.д.	140-150	Торф с песком	760±30	
ЛУ-7280	Монгун-Тайга, дол. р. Шара-Хорагай	2691	30-35 см	Мерзлый торф 14С	830±70 (рад.) 790±80 (кал.)	2, 1
ЛУ-3411	Монгун-Тайга, дол. р. Восточный Мугур	2520	85-95	Торф с песком	930±80	7
ЛУ-2630	Увс-Аймак, Вост. Тургэн-Гол	н.д.	103-105	Торф	930±80	3
ЛУ-2759	Увс-Аймак, Сев. Тургэн-Гол	2510	190-200	Торф, мерзлота	980±90	7, 6
ЛУ-3409	Монгун-Тайга, дол. р. Восточный Мугур	2520	180-190	Торф с песком	980±50	7
ЛУ-2239	Монгун-Тайга, дол. р. Восточный Мугур	н.д.	80-90	Торф (моховый)	970±50	3
ЛУ-2235	Западная Тува, Узун-Хем	2450	200-210	Торф	1040±60	3
ЛУ-2924	Увс-Аймак, Вост. Тургэн-Гол	2780	85-90	Торф, мерзлота	1050±60	7
ЛУ-3413	Монгун-Тайга, дол. р. Восточный Мугур	2520	140-150	Торф с песком	1050±60	7
ЛУ-3412	Монгун-Тайга, дол. р. Восточный Мугур	2520	80-90	Торф с песком	1170±60	7
ЛУ-6817	Монгун-Тайга, дол. р. Восточный Мугур	2535	25	торф	1190±60 рад. 1130±80 cal BP	2

Индекс	Район и место отбора	Высота, м н.у.м.	Глубина, см	Состав	Датировка	Авторы
ЛУ-6818	Монгун-Тайга, дол. р. Левый Мугур	2630	130	органогенный суглинок с галькой	1280±80 рад. 1200±90 cal BP	2
ЛУ-3408	Монгун-Тайга, дол. р. Восточный Мугур	2520	50-60	Торф с песком	1380±90	7
ЛУ-5825	Монгун-Тайга, дол. р. Толайты	2530	40	Почва	1400±80 (рад.) 1330±70 cal BP	2
ЛУ-7287	Цаган-Шибэту, дол. р. Узун-Хем		175-200	Мерзлый торф 14С	1490±50 (рад.) 1410±60 (кал.)	2, 1
ЛУ-2926	Увс-Аймак, Вост. Тургэн-Гол	2780	135-140	Торф, мерзлота	1510±50	7
ЛУ-2632	Монгун-Тайга, дол. р. Восточный Мугур	н.д.	100-110	Торф с песком	1660±120	3
ЛУ-5824	Монгун-Тайга, дол. р. Толайты	2530	90	Торф	1720±60, 1650±70 cal BP	2
ЛУ-2629	Увс-Аймак, Вост. Тургэн-Гол	н.д.		Погребенная почва	2020±80	3
ЛУ-5827	Монгун-Тайга, дол. р. Мугур	2350	110	Почва	2770±80, 2760±140, (рад.) 2900±90, 2930±170 (cal BP)	2
ЛУ-2662	Увс-Аймак, Хойт-Гол	931		Почва	2930±90	5
ЛУ-2237	Западная Тува, Узун-Хем	н.д.	75-85	Торф	2980±60	3
ЛУ-6452	Монгун-Тайга, дол. р. Мугур	2350	130	древесина	3370 ±70 рад. 3610±90 cal BP	2
ЛУ-7284	Монгун-Тайга, приток Шара-Хорагай	2854	25 см	Погребенная почва (выше слой песка)	3580±280 (рад.) 3940±370 (кал.)	2, 1
ЛУ-2762	Увс-Аймак, Сев. Тургэн-Гол	1920	20-30	Погребенная почва	3850±60	7

Индекс	Район и место отбора	Высота, м н.у.м.	Глубина, см	Состав	Датировка	Авторы
ЛУ-3670	Монгун-Тайга, дол. р. Моген-Бурен	2065	230-235	Торф среди озерн. песка	3850±100	7
ЛУ-5828	Монгун-Тайга, дол. р. Мугур	2350	130	Почва	3540±90 3920±60 (рад) 3840±120 4350±90 (cal BP)	2
ЛУ-6451	Монгун-Тайга, дол. р. Восточный Мугур	2350	130	торф	4100±100 рад. 4640±140 cal BP	2
ЛУ-2230	Монгун-Тайга, дол. р. Восточный Мугур		165-175	Озерные отложения	4330±80	3
ЛУ-3668	Монгун-Тайга, дол. р. Моген-Бурен	2065	155-160	Оторфованный песок	4630±50	7
ЛУ-3219	Монгун-Тайга, дол. р. Восточный Мугур	2460		Торф	4920±80	7, 5
ЛУ-5829	Монгун-Тайга, дол. р. Мугур	2350	110	Почва	4300±100 4440±60 (рад.) 4880±160 5090±140 (cal BP)	2
ЛУ-5830	Монгун-Тайга, дол. р. Мугур	2350	130	Почва, уголь	4570±80, 4270±80 (рад.), 5250±160, 4820±130 (cal BP)	2
ЛУ-2286	Западная Тува, Чиллонныг	н.д.	144-127	Суглинок с супесью	4600±90	3
ЛУ-2236	Западная Тува, Чиллонныг	н.д.	285-300	Почва	5280±110	3
ЛУ-3671	Монгун-Тайга, дол. р. Моген-Бурен	2065	270-280	Торф. Кровля пачки.	5370±60	7
ЛУ-3672	Монгун-Тайга, дол. р. Моген-Бурен	2065	320-330	Торф. Ветки кустарн.	5390±60	7
ЛУ-3673	Монгун-Тайга, дол. р. Моген-Бурен	2065	390-400	Торф	5580±70	7

Индекс	Район и место отбора	Высота, м н.у.м.	Глубина, см	Состав	Датировка	Авторы
ЛУ-7283	Монгун-Тайга, дол. р. Шара-Хорагай, морена исторической стадии	2960	30 см	Погребенная почва 14 С	4860±190 (рад.) 5590±230 (кал.)	2, 1
ЛУ-3674	Монгун-Тайга, дол. р. Моген-Бурен	2065	410-420	Торф	5620±60	7
ЛУ-3675	Монгун-Тайга, дол. р. Моген-Бурен	2065	450-460	Торф	5720±90	7
ЛУ-3676	Монгун-Тайга, дол. р. Моген-Бурен	2065	470-480	Торф	5950±80	7
ЛУ-3665	Монгун-Тайга, дол. р. Моген-Бурен	2065	550-560	Торф	5970±80	7
ЛУ-2661	Увс-Аймак, Хойт-Гол	931	200	Озерно-аллювиальные отложения	7010±90	5
ЛУ-3759	Ю.-В. Алтай, Ак-Алаха	н.д.	320-340	Озерные осадки	7140±80	3
ЛУ-3758	Ю.-В. Алтай, Ак-Алаха	н.д.	290-300	Озерные осадки	7790±90	3
ЛУ-6949	Монгун-Тайга, дол. р. Восточный Мугур, подножье моренного вала	2640	-	древесина	8140±80 (рад.), 9120±110 (кал.)	4
ЛУ-3666	Монгун-Тайга, верховья дол Правый Мугур, моренный вал	2915		древесина	57810± (>1820)	4,7,2
ЛУ-3667	Монгун-Тайга, верховья дол Правый Мугур, моренный вал	2915		древесина	56170± (>1821)	4,7,2
ЛУ-3668	Монгун-Тайга, верховья дол Правый Мугур, моренный вал	2915		древесина	≥48800± (>1822)	4,7,2

Индекс	Район и место отбора	Высота, м н.у.м.	Глубина, см	Состав	Датировка	Авторы
ЛУ-4434	Монгун-Тайга, верховья дол Правый Мугур, моренный вал	3000		древесина	$\geq 50070$	7, 6, 3, 2
ЛУ-4436	Монгун-Тайга, верховья дол Правый Мугур, моренный вал	3000		древесина	$\geq 49940$	7, 6, 3, 2
ЛУ-58225	Монгун-Тайга, верховья дол Правый Мугур, моренный вал	3000		древесина	$39300 \pm 700$ $43500 \pm 500 \text{ cal BP}$	4,7,2

Примечания. Цифрами обозначены исследователи: 1- И.А. Волков, 2- Д.А. Ганюшкин, 3- Н.Н. Михайлов, 4- И.Г. Москаленко, 5- Д.В. Севастьянов, 6- Ю.П. Селиверстов, 7- К.В. Чистяков

Таблица 74. Сводные характеристики ледников массива Монгун-Тайга.

№	Название ледника	Морфологический тип	S	L	Z1	Z2	A1
1	-	Склоновый	0,25	0,60	3100	3440	с
2	Правый Балыктыг	Карово-долинный	0,60	1,1	2990	3440	с
3	Восточный Балыктыг	Каровый	0,43	1,13	2960	3280	с
4	Западный Мугур	Каровый	0,33	0,93	3060	3550	св
5	Левый Мугур	Карово-долинный	0,93	1,73	3060	3660	св
6	Левый Мугур	Склоновый	0,03	0,60	3050	3350	с
7	-	Склоновый	0,57	2,01	2970	3830	с
8	-	Склоновый	0,62	1,77	3015	3830	с
9	-	Склоновый	0,29	0,92	3070	3720	св
10	-	Склоновый	0,13	1,27	2970	3720	св
11	Правый Мугур	Долинный	0,82	2,48	2895	3830	св
12	Восточный Мугур	Долинный	3,84	3,86	2935	3970	св
13	Селиверстова	Долинный	2,78	3,32	3135	3803	в
14	-	Склоновый	0,18	0,59	3355	3615	св
15	-	Склоновый	1,09	1,64	3570	3803	юв
16	-	Висячий	0,27	0,66	3665	3803	юз
17	-	Висячий	1,35	1,93	3280	3970	юз
18	-	Висячий	0,77	1,33	3450	3970	з
19	-	Висячий	0,45	1,10	3440	3970	з
20	Толайты	Долинный	0,63	1,68	3090	3480	ю
21	-	Карово-долинный	0,87	1,70	2950	3660	св
22	-	Каровый	0,19	0,75	2915	3300	св
23	-	Карово-долинный	1,03	1,37	2915	3260	юв
24	-	Карово-висячий	0,38	1,06	2910	3300	св
25	-	Каровый	0,31	0,90	3010	3300	с
26	-	Висячий	0,05	0,52	3250	3650	с
27	-	Висячий	0,09	0,53	3050	3650	с
28	-	Висячий	0,13	0,54	3090	3650	с
29	-	Висячий	0,05	0,38	3310	3650	с
30	-	Плосковершинный	0,62	0,55	3575	3680	ю
Всего			20,2				

**Примечания.** Условные обозначения: S- площадь ледника, км<sup>2</sup>; L- наибольшая длина ледника, км; Z1- высота нижней точки ледника, м; Z2- высота верхней точки ледника, м; A1- экспозиция зоны питания ледника; A2 – экспозиция зоны абляции.



Таблица 75. Каталог каменных глетчеров массива Монгун-Тайга.

№	Площадь, км <sup>2</sup>	Наибольшая длина, км	Экспозиция	Нижняя граница, м	Речной бассейн
1	0,19	1,00	В	2590	Трубауш
2	2,26	1,17	СВ	2640	Трубауш
3	0,21	1,33	СЗ	2720	Трубауш
4	0,22	1,20	З	2720	Трубауш
5	0,09	0,3	З	3130	Толайты
6	0,26	1.18	СВ	2720	Толайты
7	0,39	2.39	В	2640	Толайты
8	0,38	1,71	В	2780	Толайты
9	0,23	0,48	ЮВ	2880	Толайты
10	0,23	0,88	В	2920	Толайты
11	0,07	0,53	В	2830	Толайты
12	0,09	0,43	В	2870	Орта-Шегетей
13	0,42	1,81	ЮВ	2870	Орта-Шегетей
14	0,06	0,66	СВ	2900	Орта-Шегетей
15	0,06	0,56	ЮВ	2640	Орта-Шегетей
16	0,07	0,58	Ю	2640	Орта-Шегетей
17	0,23	1,12	Ю	2750	Холаш

Таблица 76. Основные характеристики предосыпных валов массива Монгун-Тайга и дол. Р. Узун-Хем.

№	Речной бассейн	Z1, м	Z2, м	B, км	L, км	S, км <sup>2</sup>	A
1	Орта-Шегетей	2570	2660	0,68	0,36	0,131	ВЮВ
2	Орта-Шегетей	2680	2770	0,34	0,36	0,090	В
3	Орта-Шегетей	2880	3040	0,30	0,41	0,098	В
4	Орта-Шегетей	2730	2800	0,27	0,32	0,078	ЮЗ
5	Толайты	2750	2800	0,24	0,22	0,056	В
6	Толайты	2740	2780	0,52	0,10	0,031	СВ
7	Толайты	3050	3100	0,32	0,36	0,069	ЮЗ
8	Толайты	2610	2730	0,38	0,42	0,131	ВЮВ
9	Толайты	2650	2700	0,25	0,25	0,039	В
10	Толайты	2670	2700	0,29	0,06	0,013	В
11	Толайты	2890	2950	0,40	0,18	0,036	З
12	Узун-Хем	2860	2960	0,36	0,17	0,043	ЮЗ
13	Трубауш	2710	2800	0,32	0,28	0,061	СВ
14	Трубауш	2530	2580	0,41	0,42	0,145	СВ
15	Трубауш	2520	2569	0,21	0,19	0,034	СВ

**Примечания.** Условные обозначения:; Z1- высота нижней точки, м; Z2- высота верхней точки, S- площадь, А- экспозиция, В- ширина по простираанию склона L- длина по падению склона

Таблица 77. Предосыпные террасы массива Монгун-Тайга.

№	Речной бассейн	Z1, м	Z2, м	S, км <sup>2</sup>	B, км	L, км	A
1	Кара-Оюк	2490	2600	0,219	1,47	0,23	СВ
2	Кара-Оюк	2760	2880	0,067	0,57	0,15	СЗ
3	Дуруг-Су	2720	2800	0,062	0,52	0,15	С
4	Дуруг-Су	2520	2600	0,198	1,19	0,26	СВ
5	Трубауш	2710	2850	0,355	1,41	0,29	СЗ
6	Балыктыг	2780	2900	0,109	0,87	0,19	СЗ

**Примечания.** Условные обозначения см. табл. 77.

Таблица 78. Каталог ледников массива Тургени-Нуру на 2006 г.

№	Название ледника	Речной бассейн	L	Z1	Z2	Zf	S	Морфологический тип	A1
1		Северный Турген-Гол	0,30	3080	3200	3140	0,03	каровый	с
2			0,36	3200	3480	3340	0,03	висячий	св
3			0,37	3240	3400	3320	0,03	висячий	св
4			0,49	3130	3480	3305	0,06	висячий	с
5			0,72	3080	3620	3350	0,1	висячий	с
6	Бага-Барун-Деглий		0,28	3440	3620	3530	0,03	каровый	св
7			1,30	3200	3600	3400	0,35	карово-долинный	с
8	Барун-Хойт-Дэглий		1,34	3000	3850	3425	0,51	карово-долинный	с
9	Барун-Урд-Дэглий		1,55	2900	3965	3432,5	0,76	карово-долинный	с
10			0,77	3530	3965	3747,5	0,18	висячий	св
11			0,41	3280	3610	3445	0,05	висячий	св
12			0,34	3600	3820	3710	0,06	каровый	св
13	Цаган-Дэглий		2,84	2830	3730	3280	2,22	долинный	с
14	Дзун-Цаган-Дэглий		2,39	3040	3690	3365	1,66	долинный	с
15			0,57	3300	3750	3525	0,09	карово-висячий	сз
16			0,41	3190	3450	3320	0,11	склоновый	св
17	Ара-Дурамын		1,60	3070	3750	3410	1,01	долинный	с
18			0,19	3280	3330	3305	0,01	висячий	с
19	Убур-Дурамын	Восточный Турген-Гол	0,00	3310	3650	3480	0,56	плосковершинный	с
20			0,39	3320	3520	3420	0,1	каровый	св
21			0,40	3400	3600	3500	0,12	плосковершинный	с
22	Том-Турген		3,65	3020	3954	3487	3,6	долинный	с
23	Нарин-Турген		3,36	2940	3978	3459	3,15	долинный	с
24			0,29	3400	3600	3500	0,04	висячий	сз
25			0,46	3300	3560	3430	0,05	висячий	св

№	Название ледника	Речной бассейн	L	Z1	Z2	Zf	S	Морфологический тип	A1
26			2,22	3160	3880	3520	1,19	долинный	св
27	Бага-Малый		2,71	3100	3783	3441,5	1,93	долинный	св
28			0,53	3240	3600	3420	0,03	висячий	сз
29			0,71	3210	3783	3496,5	0,1	висячий	сз
30			0,39	3390	3720	3555	0,04	висячий	с
31			0,43	3320	3690	3505	0,08	висячий	с
32			0,63	3190	3600	3395	0,11	висячий	с
33			1,50	3300	3830	3565	0,61	карово-долинный	св
34			1,58	3200	3720	3460	1,01	карово-долинный	св
35			0,51	3320	3640	3480	0,09	висячий	с
36			0,00	3280	3600	3440	0,23	висячий	с
37			2,87	3200	3750	3475	1,82	долинный	св
38			0,44	3380	3640	3510	0,03	висячий	сз
39			1,37	3200	3800	3500	0,61	карово-висячий	сз
40		Хархира-Гол	1,74	3360	3800	3580	0,7	карово-долинный	св
41			1,41	3420	3840	3630	0,65	каровый	юз
42			0,14	3480	3525	3502,5	0,02	склоновый	юв
43			0,57	3480	3828	3654	0,16	склоновый	в
44			0,65	3560	3828	3694	0,17	карово-висячий	з
45			0,36	3480	3600	3540	0,03	висячий	сз
46			2,18	3280	3978	3629	0,83	долинный	юв
47			1,15	3320	3560	3440	0,6	каровый	св
48		Иргийн-Голын-салаа	1,45	3220	3570	3395	0,54	карово-долинный	ю
49			1,66	3240	3600	3420	0,54	карово-долинный	св
50			0,48	3370	3720	3545	0,34	плосковершинный	в
51			2,18	3160	3630	3395	1,31	карово-долинный	св
52			0,46	3520	3734	3627	0,23	плосковершинный	в
53			0,46	3380	3520	3450	0,01	висячий	сз
54			0,29	3420	3610	3515	0,03	висячий	сз
55			0,70	3270	3640	3455	0,25	висячий	сз
56			0,44	3480	3800	3640	0,07	висячий	ю

№	Название ледника	Речной бассейн	L	Z1	Z2	Zf	S	Морфологический тип	A1
57			0,54	3800	3954	3877	0,28	плосковершинный	ю
58			0,56	3500	3840	3670	0,04	висячий	сз
59			1,12	3280	3954	3617	0,48	склоновый	сз
60			0,46	3270	3480	3375	0,25	склоновый	сз
61			1,51	3200	3680	3440	0,57	долинный	юв
62			0,28	3400	3620	3510	0,01	висячий	сз
63			0,63	3200	3720	3460	0,18	карово-висячий	сз
64			1,36	3110	3800	3455	0,42	карово-долинный	сз
65		Ямаатын-	0,70	3560	3965	3762,5	0,55	плосковершинный	ю
66		Гол	0,80	3370	3657	3513,5	0,18	каровый	сз
67			0,18	3300	3400	3350	0,01	висячий	сз
68			0,53	3200	3520	3360	0,1	каровый	с
69			0,56	3240	3490	3365	0,11	каровый	с
Сумма или среднее			32,45			3475			

Примечания. Значения индексов в названиях столбцов даны в Таблице 74. Zf- высота фирновой границы, м

Таблица 79. Каталог современных ледников массива Хархира на 2006 г.

№	Название ледника	Речной бассейн	L	Z1	Z2	Zf	S	Морфологический тип	A1
1		Иргийн-Голын-Салаа	0,07	3400	3420	3410	0,01	склоновый	с
2			1,05	3100	3600	3350	0,4	каровый	с
3			0,24	3340	3480	3410	0,02	висячий	св
4			1,04	3120	3660	3390	0,49	склоновый	с
5			1,1	3180	3660	3420	0,58	каровый	св
6			0,9	3110	3680	3395	1,28	карово-долинный	св
7			0,21	3410	3560	3485	0,01	висячий	сз
8			0,23	3420	3600	3510	0,01	висячий	сз
9			0,27	3440	3640	3540	0,01	висячий	сз
10			0,29	3400	3560	3480	0,02	висячий	сз
11			0,24	3430	3600	3515	0,02	висячий	сз
12			0,17	3480	3560	3520	0,01	висячий	с
13			0,48	3230	3620	3425	0,12	карово-висячий	сз
14			2,36	3105	3480	3292,5	1,4	долинный	с
15			0,23	3500	3600	3550	0,03	висячий	сз
16			0,24	3360	3480	3420	0,01	висячий	св
17			1,74	3220	3750	3485	0,6	карово-долинный	св
18			0,16	3260	3370	3315	0,04	присклоновый	с
19			0,05	3460	3520	3490	0,01	склоновый	с
20		Хархира-Гол	4,11	3150	3880	3515	3,49	долинный	св
21			0,87	3260	3750	3505	0,4	каровый	в
22	Барун-Хархира		3,65	3030	3960	3495	4,65	долинный	св
23			0,97	3680	3750	3715	0,01	висячий	с
24			0,6	3380	3800	3590	0,16	карово-висячий	сз
25			1,64	2970	3760	3365	0,68	долинный	с
26			1,98	3340	3840	3590	1,35	каровый	св
27			1,05	3750	4037	3893,5	0,77	плосковершинный	с
28	Дзун-Хархира		3,3	3130	3960	3545	3,21	долинный	св
29			0,67	3320	3640	3480	0,08	висячий	сз
30		Дунд-Гол	0,94	3360	3610	3485	0,37	каровый	св
31			0,99	3530	3770	3650	1,39	плосковершинный	св
32		Турген-Гол	3,6	3310	4000	3655	4,69	долинный	юв
33			2,1	3270	3840	3555	1,93	карово-долинный	св
34			0,52	3440	3740	3590	0,05	висячий	св
35			0,2	3750	3860	3805	0,01	висячий	с
36			0,88	3160	3800	3480	0,42	карово-долинный	с
37			0,28	3440	3620	3530	0,02	висячий	св
38			1,4	3180	3680	3430	0,68	долинный	св
39			0,41	3390	3600	3495	0,07	склоновый	с
40			0,42	3680	3711	3695,5	0,32	плосковершинный	с
41			0,18	3530	3650	3590	0,08	склоновый	св
42			0,84	3340	3590	3465	0,48	склоновый	в
43		Иргийн-Гол	1,07	3350	3660	3505	0,45	каровый	в
44			0,39	3390	3680	3535	0,04	висячий	св
45			0,5	3460	3640	3550	0,1	склоновый	с

№	Название ледника	Речной бассейн	L	Z1	Z2	Zf	S	Морфологический тип	A1
46			0,93	3260	3800	3530	0,29	каровый	с3
47			0,21	3380	3500	3440	0,01	висячий	с3
48			1,15	3330	3600	3465	0,32	карово-долинный	в
49			1,05	3280	3560	3420	0,31	каровый	юв
50			0,92	3285	3600	3442,5	0,22	каровый	в
51			0,21	3520	3620	3570	0,01	висячий	с
52			0,19	3500	3620	3560	0,06	плосковершинный	юз
53			0,25	3500	3700	3600	0,01	висячий	с3
54			0,36	3500	3800	3650	0,04	висячий	з
55			0,53	3380	3800	3590	0,07	висячий	с3
56			0,38	3580	3855	3717,5	0,03	висячий	с3
57			0,28	3640	3850	3745	0,01	висячий	с3
						3530	32,35		

Примечания. Значения индексов в названиях столбцов даны в Таблице 74, 78

Таблица 80. Каталог ледников массива Талдуайр на 2002 г.

№	Бассейн	Морфологический тип	S	L	Z1	Z2	Zf	A1	A2
1	Моген-Бурен	висячий	0,18	0,66	3030	3400	3215	с	с
2		висячий	0,04	0,58	3080	3430	3255	сз	сз
3		карово-висячий	0,38	0,80	3160	3500	3330	с	с
4		карово-висячий	0,07	0,32	3120	3320	3220	св	св
5		висячий	0,05	0,30	3360	3530	3445	св	св
6		висячий	0,04	0,40	3220	3530	3375	св	св
7		каровый	0,36	0,65	3080	3300	3190	св	св
Сумма или среднее			1,14						

Примечания. Значения индексов в названиях столбцов даны в Таблице 74

Таблица 81. Современное оледенение массива Монгун-Тайга-Малая

№	Бассейн	Морфологический тип	S	L	Z1	Z2	Zf	A1	A2
1	Моген-Бурен	каровый	0,21	0,66	3070	3300	3190	в	св
2		карово-висячий	0,11	0,49	3210	3500	3355	с	с
3		висячий	0,23	0,68	3300	3670	3435	с	с
4		висячий	0,04	0,35	3220	3450	3420	с	с
5	Аспайты	каровый	0,24	0,60	3260	3420	3340	юв	юв
Сумма или среднее			0,83						

Примечания. Значения индексов в названиях столбцов даны в Таблице 74



Таблица 82. Каталог ледников южной части хребта Чихачева на 2011 год

№	Бассейн	Морфологический тип	S	L	Z1	Z2	Zf	A1	A2
1	Бар-Бургазы	каровый	0,16	0,56	3140	3410	3275	сз	сз
2	Кара-Оюк	висячий	0,01	0,18	3240	3325	3285	с	с
3		каровый	0,03	0,3	3290	3500	3395	с	с
4		карово-висячий	0,01	0,14	3110	3200	3155	сз	сз
5		долинный	0,67	1,94	2920	3580	3250	сз	сз
6	Нарын-Гол	плосковершинный	0,09	0,31	3520	3601,7	3560	-	-
7		каровый	0,27	1,1	3280	3020	3150	сз	сз
8		каровый	0,11	0,52	3080	3240	3160	с	с
9	Правый Богуты	висячий	0,1	0,51	3120	3480	3300	с	с
10		висячий	0,04	0,27	3100	3420	3260	св	св
11	Левый Богуты	висячий	0,01	0,2	3350	3480	3415	сз	сз
12		висячий	0,01	0,23	3350	3480	3415	сз	сз
13		висячий	0,01	0,2	3350	3480	3415	сз	сз
14		плосковершинный	0,02	0,11	3680	3754	3717	юв	юв
15	Хара-Магнай-Гол	плосковершинный	0,04	0,04	3600	3630	3615	юв	юв
16	Их-Хатугийн-Гол	карово-висячий	0,03	0,18	3420	3500	3460	св	св
17		карово-висячий	0,09	0,36	3320	3600	3460	св	св
18		каровый	0,38	0,93	3280	3600	3440	в	в
19		каровый	0,38	0,96	3270	3530	3400	в	юв
20		карово-долинный	0,53	1,15	3400	3860	3630	юв	юв
21	Бага-Хатугийн-Гол	висячий	0,21	0,33	3340	3600	3470	с	с
22		висячий	0,07	0,51	3195	3610	3405	св	св
23		висячий	0,13	0,64	3130	3670	3400	св	св
24		висячий	0,25	1,03	3020	3730	3375	с	с
25		висячий	0,28	1,18	2960	3780	3370	с	с
26		висячий	0,13	0,73	3200	3770	3485	с	с
27		висячий	0,15	0,78	3160	3800	3480	с	с
28		плосковершинный	0,25	0,56	3600	3915	3760	с	с
29		каровый	0,46	1,13	3270	3840	3555	сз	сз
30		висячий	0,02	0,25	3280	3600	3440	сз	сз
31		висячий	0,04	0,36	3230	3560	3395	сз	сз

№	Бассейн	Морфологический тип	S	L	Z1	Z2	Zf	A1	A2
32		висячий	0,02	0,24	3290	3400	3345	с	с
33		долинный	0,45	1,05	3180	3670	3425	св	св
34		висячий	0,01	0,17	3220	3400	3310	св	св
35		склоновый	0,11	0,33	3260	3440	3350	св	св
36		долинный	0,37	0,88	3315	3520	3420	ю	ю
37		каровый	0,13	0,59	3230	3400	3315	в	в
38		долинный	1,96	2,4	3090	3720	3405	в	юв
39		долинный	1,83	2,79	3200	3960	3580	св	юв
40		каровый	0,7	1,57	3360	3840	3600	в	в
41		Бургастын-Гол	висячий	0,1	0,84	3120	3760	3440	с
42	висячий		0,09	0,77	3250	3810	3530	с	с
43	висячий		0,12	0,79	3200	3820	3510	с	с
44	плосковершинный		0,07	0,27	3800	3960	3880	с	с
45	карово-висячий		0,91	1,61	3020	3880	3450	с	с
46	висячий		0,63	1,23	2980	3840	3410	с	с
47	висячий		0,67	1,57	3050	3980	3515	с	с
48	карово-долинный		0,9	1,6	3035	4000	3520	с	с
49	долинный		1,34	2,3	3150	3850	3500	с	св
50	карово-долинный		0,32	1,06	3240	3800	3520	в	в
51	долинный		2,19	2,8	3155	3800	3480	в	в
52	Нарийн-Гол	долинный	1,75	2,59	3080	3952	3516	св	св
53		карово-долинный	1,27	2,29	2890	3880	3385	с	с
54		долинный	2,24	2,88	2920	3880	3400	с	с
55		каровый	0,28	1	3080	3540	3310	св	св
56		каровый	0,27	0,52	3320	3520	3420	св	св
57	Аспайты	висячий	0,23	1,1	3020	3700	3360	св	св
58		висячий	0,03	0,32	3200	3480	3340	с	с
59		висячий	0,06	0,42	3190	3490	3340	св	св
60		карово-долинный	0,33	1,02	3105	3490	3300	св	в
61		присклоновый	0,09	0,41	3280	3405	3345	в	в
62		висячий	0,11	0,63	3200	3580	3390	сз	сз
63		висячий	0,04	0,41	3310	3580	3445	сз	сз

№	Бассейн	Морфологический тип	S	L	Z1	Z2	Zf	A1	A2
64		висячий	0,05	0,37	3315	3550	3435	сз	сз
65		висячий	0,02	0,25	3280	3440	3360	сз	сз
66		склоновый	0,02	0,25	3450	3510	3480	юз	юз
67		висячий	0,01	0,3	3320	3520	3420	сз	сз
68		каровый	0,16	0,54	3080	3400	3240	с	с
69		карово-висячий	0,15	0,72	3120	3600	3360	сз	сз
70		висячий	0,02	0,25	3200	3400	3300	сз	сз
71		каровый	0,22	0,72	3150	3480	3315	сз	сз
72		висячий	0,01	0,25	3150	3320	3235	с	с
73		висячий	0,02	0,22	3160	3320	3240	с	с
74		карово-долинный	1	1,54	3000	3600	3300	сз	сз
75		долинный	0,87	1,98	2960	3400	3180	с	с
76		долинный	0,69	1,3	3030	3400	3215	св	св
77		долинный	0,52	1,27	2910	3450	3180	св	св
78		карово-долинный	0,45	0,99	3230	3440	3335	юв	юв
79		висячий	0,03	0,26	2940	3200	3070	св	св
80		висячий	0,02	0,29	3130	3360	3245	с	с
81		висячий	0,03	0,37	3040	3280	3160	св	св
82		висячий	0,04	0,37	3080	3360	3220	с	с
83		висячий	0,04	0,38	3070	3380	3225	св	св
84	висячий	0,01	0,39	3120	3400	3260	с	с	
85	Асгатын-Гол (пр. р. Аспайты)	каровый	0,02	0,19	3120	3180	3150	св	св
Среднее взвешенное по площади или сумма			29				3425		

Примечания. Значения индексов в названиях столбцов даны в Таблице 74

Таблица 83. Каталог современных ледников хр. Сайлюгем.

№	Речной бассейн	Морфологический тип	S	L	Z1	Z2	Zf	A1	A2
1	Восточный Аргамджи-2	склоновый	0,65	0,88	3330	3600	3500	сз	сз
2	Аргамджи-1	каровый	0,37	0,89	3170	3520	3360	св	св
3	Калгуты	каровый	0,16	0,43	3210	3350	3280	с	с
4		висячий	0,15	0,66	3150	3450	3300	сз	сз
5		висячий	0,06	0,63	3160	3460	3310	с	с
6		висячий	0,07	0,51	3120	3420	3270	с	с
7		каровый	0,19	0,62	3230	3500	3365	св	св
8		висячий	0,03	0,29	3260	3460	3360	св	св
9		висячий	0,1	0,75	3120	3460	3440	с	с
10		висячий	0,01	0,21	3120	3240	3180	с	с
11		висячий	0,01	0,15	3280	3420	3350	с	с
12		висячий	0,02	0,25	3285	3400	3360	с	с
13		Шетк-Ойгор-Гол	склоновый	0,01	0,2	3360	3405	3370	в
14	склоновый		0,14	0,33	3330	3420	3375	в	в
15	висячий		0,06	0,41	3030	3220	3125	св	св
16	Их-Ойгорын-Гол	каровый	0,11	0,58	3320	3445	3385	с	с
17		карово-висячий	0,02	0,2	3210	3360	3285	с	с
18		висячий	0,11	0,62	3280	3460	3370	св	св
19		каровый	0,05	0,4	3105	3280	3195	св	св
20		висячий	0,16	0,84	3230	3490	3360	в	в
21		карово-висячий	0,11	0,37	3340	3480	3410	в	в
22		висячий	0,02	0,13	3400	3480	3440	св	св
23		висячий	0,01	0,16	3350	3450	3400	св	св
24		склоновый	0,08	0,26	3330	3460	3395	в	в
25		карово-висячий	0,01	0,21	3240	3400	3320	св	св
26		карово-висячий	0,04	0,18	3510	3620	3600	юв	юв
27		каровый	0,21	0,73	3350	3640	3600	в	в
28		карово-долинный	0,69	1,19	3270	3550	3420	в	в
29		каровый	0,13	0,76	3205	3600	3560	св	св
30		карово-висячий	0,08	0,42	3250	3480	3360	с	с
31		висячий	0,01	0,07	3450	3590	3520	с	с
32	висячий	0,01	0,09	3450	3600	3525	св	св	
			3,88						

Примечания. Значения индексов в названиях столбцов даны в Таблице 74

Таблица 84. Основные характеристики ледников северного склона массива Таван-Богдо-Ола на 2009-2011 гг.

№	Морфологический тип	S	L	Z1	Z2	Zf	A1	A2
1	склоновый	1,23	1875	3275	3610	3515	CCB	CC3
2	склоновый	2,67	2648	3140	3990	3400	CCB	C
3	переходный к склоновому	2,00	1975	3100	4000		CCB	C
4	висячий	0,29	1096	3400	3901	-	C	C
5	переходный к склоновому	1,96	3646	3030	4117		C	CCB
6	склоновый	2,31	3110	3130	4117	3240	CCB	C
7	склоновый	1,51	2244	3100	4117	3350	C	C
8	склоновый	1,09	1970	3230	4117		C3	CC3
9	долинный	5,48	4630	3055	4117	3250	C3	CCB
10	висячий	0,31	391	3520	3925	-	CB	B
11	висячий	0,37	713	3370	3925	-	C3	C3
12	долинный	3,57	2944	2880	3760	3155	C	CC3
Всего		22,8						

Примечания. Значения индексов в названиях столбцов даны в Таблице 74

Таблица 85. Основные характеристики ледников северного склона массива Таван-Богдо-Ола в историческую стадию оледенения.

№	Морфологический тип	S	L	Z1	Z2	Zf	A1
1	долинный	4,03	3,21	2880	3650	3211	C
2	переходный к склоновому	4,2	3,19	2990	4010	3278	C
3	долинный	7,09	4,6	2770	4117	3173	C
4	склоновый	3,24	4,04	2990	4117	3188	C
5	склоновый	4,16	3,59	2810	4117	3202	C
6	долинный	11,26	7,08	2720	4117	3073	C
7	склоновый	2,51	1,58	3095	3800		C3
8	долинный	8,61	3,89	2755	3760	2939	C
Сумма или средневзвешенное значение		45,1				3115	

Примечания. Значения индексов в названиях столбцов даны в Таблице 74

Таблица 86. Сводные характеристики ледников массива Таван-Богдо-Ола в максимум м.л.э.

№	Морфологический тип	S	L	Z1	Z2	Zf	A1
1	долинный	3,64	2,95	2920	3650	3239	СВ
2	переходный к склоновому	3,75	2,99	2940	4010	3296	С
3	долинный	6,28	3,75	2900	4117	3229	ССВ
4	склоновый	2,95	3,83	3040	4117	3206	ССВ
5	склоновый	3,62	2,91	2955	4117	3259	ССЗ
6	долинный	9,19	6,12	2780	4117	3127	ССЗ
7	склоновый	2,51	1,58	3200	3925		СЗ
8	висячий	0,53	1,55	3095	3800		ЗСЗ
9	долинный	7,34	3,87	2760	3760	2969	СВ
Сумма или средневзвешенное значение		39,8				3160	

Примечания. Значения индексов в названиях столбцов даны в Таблице 74

Таблица 87. Каталог ледников плоскогорья Согостын-Нуру.

№	Морфологический тип	S	L	Z1	Z2	Zf	A1
1	висячий	0,02	0,14	3180	3360	3270	с
2	висячий	0,01	0,16	3240	3390	3315	с
3	висячий	0,01	0,24	3220	3420	3320	с
4	висячий	0,01	0,30	3150	3420	3285	с
5	висячий	0,03	0,22	3240	3420	3330	с
6	висячий	0,02	0,40	3080	3400	3240	с
7	висячий	0,01	0,15	3120	3300	3210	с
8	каровый	0,07	0,26	3480	3610	3545	с
9	висячий	0,01	0,33	3480	3620	3550	с
10	каровый	0,06	0,32	3400	3610	3505	св
		0,25				3357	

Примечания. Значения индексов в названиях столбцов даны в Таблице 74

Таблица 88. Каталог ледников массива Ценгел-Хайрхан.

№	Бассейн	L	Z1	Z2	Zf	S	Морфологический тип	A1
1	Харгантын-Гол	0.34	3200	3400	3300	0,07	висячий	с
2		0.29	3330	3460	3395	0,04	висячий	с
3		0.26	3380	3520	3450	0,02	висячий	сз
4		0.14	3450	3520	3485	0,01	висячий	сз
5		0.43	3360	3560	3460	0,06	каровый	сз
6		0.21	3280	3340	3310	0,02	склоновый	св
7	Хоромд-Булаг	0.67	3270	3500	3385	0,12	склоновый	св
8		2.13	2930	3600	3265	1,68	долинный	св
9		1.54	3170	3620	3395	0,7	карово-долинный	в
10		0.15	3600	3700	3650	0,02	висячий	юз
11		0.84	3760	3880	3820	0,2	склоновый	з
12		0.22	3600	3700	3650	0,02	висячий	сз
13		0.37	3560	3740	3650	0,05	висячий	сз
14		0.00	3360	3800	3580	0,43	висячий	св
15	Р. Талд-Булаг	0.98	3720	3944	3832	0,46	склоновый	св
16		0.20	3780	3860	3820	0,01	висячий	в
17	Р. Хулцотийн-Гол	0.60	3480	3800	3640	0,14	каровый	в
18		3.31	3100	3600	3400	2,11	долинный	св
19		0.77	3110	3440	3275	0,36	каровый	с
20		0.00	3320	3360	3340	0,04	возр	св
21		0.69	3400	3600	3500	0,26	каровый	св
22		1.01	3230	3600	3415	0,36	каровый	св
23		0.39	3200	3400	3300	0,12	каровый	в
24		1.23	3150	3500	3325	0,38	каровый	в
25		0.34	3360	3480	3420	0,1	каровый	св
26		1.10	3165	3480	3322,5	0,48	каровый	св
27		0.39	3110	3360	3235	0,03	висячий	с
28		0.40	3100	3360	3230	0,02	висячий	с
29		0.00	3400	3360	3380	0,17	карово-висячий	с
30		0.29	3190	3280	3235	0,09	склоновый	св
31		0.07	3160	3200	3180	0,01	висячий	св
32		0.11	3080	3120	3100	0,02	склоновый	в

№	Бассейн	L	Z1	Z2	Zf	S	Морфологический тип	A1
33		0.19	3300	3400	3350	0,04	карово-висячий	св
35		0.14	3360	3420	3390	0,08	склоновый	в
34		0.22	3250	3400	3325	0,07	карово-висячий	с
36		0.26	3240	3400	3320	0,12	каровый	св
37		0.44	3320	3560	3440	0,24	каровый	св
38	Пр. р. Сагсай-Гол	0.08	3300	3360	3330	0,04	каровый	св
39	Р. Цаган-Асгын-Гол	0.54	3180	3400	3290	0,21	каровый	с
40		0.21	3320	3400	3360	0,02	висячий	с
41		0.47	3250	3480	3365	0,15	карово-висячий	с
42		0.13	3350	3400	3375	0,03	висячий	с
43		0.42	3200	3600	3400	0,04	висячий	сз
44		0.11	3680	3700	3690	0,02	склоновый	сз
45		0.29	3690	3730	3710	0,14	склоновый	сз
46		0.77	3680	3812	3745	0,4	склоновый	юз
					3420	10,2		

Примечания. Значения индексов в названиях столбцов даны в Таблице 74



Таблица89. Каталог современных ледников хр. Хунгуйн-Нуру.

№	бассейн	L	Z1	Z2	Zф	S	Морфологический тип	A1
1	Бугат	1,3	3190	3700	3445	0,81	долинный	с
2		0,5	3360	3610	3485	0,08	карово-висячий	с
3		1,2	3080	3820	3450	0,74	карово-долинный	с
4		0,85	3140	3600	3370	0,32	каровый	сз
5	Харгайт	0,54	3440	3640	3540	0,15	каровый	св
6		1,05	3160	3400	3280	0,88	карово-долинный	с
7		1,09	3140	3520	3330	0,52	карово-долинный	с
8	Цаган-Гол	0,31	3340	3530	3435	0,02	карово-висячий	св
9		0,35	3300	3540	3420	0,02	карово-висячий	св
10		0,99	3150	3610	3380	0,28	карово-долинный	с
11		0,5	3170	3520	3345	0,09	висячий	с
12		1,5	3270	3640	3455	0,74	долинный	св
13		1,09	3140	3560	3350	0,6	каровый	св
14		1,07	3120	3650	3385	0,54	каровый	с
15		0,29	3390	3600	3495	0,03	висячий	св
16		0,31	3360	3600	3480	0,01	висячий	с
17		0,75	3100	3600	3350	0,09	карово-висячий	св
18		0,46	3170	3480	3325	0,08	висячий	с
19		0,72	3080	3600	3340	0,28	каровый	с
20		0,66	3090	3410	3250	0,18	каровый	с
21		0,62	3120	3450	3285	0,12	каровый	сз
22	Улан-Гол	0,58	3280	3500	3390	0,12	карово-висячий	с
23		0,89	3130	3550	3340	0,46	каровый	с
24	Хатугийн-Гол	0,29	3400	3600	3500	0,05	карово-висячий	сз
25		1,04	3230	3680	3455	0,32	каровый	св
26		0,58	3300	3580	3440	0,13	висячий	с
27		0,3	3370	3520	3445	0,06	каровый	сз
28		0,39	3400	3620	3510	0,09	висячий	св
29		1,1	3300	3610	3455	0,53	каровый	с
30	Нуртын-Салаа	0,56	3240	3500	3370	0,13	каровый	св
31	Аршант	0,28	3250	3400	3325	0,04	карово-висячий	св

Примечания. Значения индексов в названиях столбцов даны в Таблице 74

Таблица 90. Каталог ледников массива Сайрын-Ула.

№	бассейн	L	Z1	Z2	Zф	S	Морфологический тип	A1
1	Жараатын-Гол	0,18	3540	3660	3600	0,04	висячий	сз
2		0,27	3580	3700	3640	0,02	висячий	сз
3		1,04	3280	3785	3532,5	0,28	висячий	сз
4		0,72	3480	3780	3630	0,09	висячий	св
5	Р. Цаган-Гол	1,96	3170	3900	3535	2,03	карово-долинный	св
6		1,96	3380	3981	3680,5	0,68	висячий	св
7		0,82	3420	3660	3540	0,18	висячий	св
8		0,38	3520	3700	3610	0,02	висячий	с
9		0,31	3520	3720	3620	0,07	висячий	с
10		0,94	3410	3790	3600	0,35	каровый	св
11		0,23	3570	3760	3665	0,04	висячий	с
12	Р. Сухойт-Гол	0,71	3450	3710	3580	0,31	каровый	в
13		1,06	3350	3700	3525	0,25	висячий	св
14		0,26	3640	3750	3695	0,01	висячий	св
15		0,36	3520	3750	3635	0,04	висячий	св
16		0,67	3440	3760	3600	0,09	висячий	св
17		0,61	3460	3760	3610	0,11	висячий	св
18	Р. Цагаан-Беерэг	0,69	3350	3740	3545	0,14	висячий	св
19	р. Толбо-Гол	0,85	3610	3800	3705	0,93	плосковершинный	ю
20	Р. Цагаан-Беерэг	0,75	3070	3520	3295	0,13	висячий	сз
21		0,83	3240	3720	3480	0,29	висячий	с
22		1,15	3220	3750	3485	0,41	карово-висячий	с
23		0,63	3400	3800	3600	0,18	висячий	сз
24		0,36	3450	3640	3545	0,03	висячий	сз
Сумма или среднее					3575	6,72		

Примечания. Значения индексов в названиях столбцов даны в Таблице 74

Таблица 91. Каталог ледников хр. Цамбагарав на 2006 г.

№	Бассейн	L	Z1	Z2	Zf	S	Морфологический тип	A1
1	Пр.р. Эрэгт-Гол	1,28	3280	3800	3540	0,29	висячий	сз
2		0,84	3280	3720	3500	0,09	висячий	сз
3		0,94	3280	3800	3540	0,18	висячий	сз
4		0,84	3240	3750	3495	0,11	висячий	сз
5		2,75	3350	4160	3755	1,89	долинный	св
6		2,16	3140	3860	3500	1,62	карово-долинный	св
7	Эрэтег-Гол	4,34	3000	4208	3604	4,86	долинный	с
8	Пр. р. Хойт	1,32	3420	3880	3650	0,38	висячий	с
9	Пр.р. Ямат-Гол	0,34	3760	3900	3830	0,04	висячий	юв
10		5,01	3080	4090	3585	4,96	долинный	св
11		0,67	3460	3800	3630	0,06	висячий	св
12		1,6	3510	4090	3800	0,67	карово-долинный	в
13		1,78	3600	4090	3845	0,42	карово-долинный	в
14		0,35	3700	3840	3770	0,05	карово-висячий	юв
15	Зуслангийн-Гол	1,98	3430	4089	3759,5	1,29	карово-долинный	ю
16		0,85	3730	3980	3855	0,52	каровый	ю
17		1,27	3660	4060	3860	0,61	висячий	ю
18		1,66	3540	4208	3874	0,84	висячий	ю
19		1,33	3560	4160	3860	1,09	висячий	юз
20		1,2	3400	3990	3695	0,52	карово-долинный	з
21	Зуслангийн-Гол-Эретег-Гол	0,3	4000	4208	-	0,23	плосковершинный	
22	Намаржаны-Гол-Ямат-Гол	1,46	3540	3909	3724,5	3,82	плосковершинный	-
23	Ямат-Гол	1,07	3180	3760	3470	0,62	карово-висячий	св
24		0,2	3400	3520	3460	0,02	карово-висячий	св
25		0,39	3390	3580	3485	0,16	склоновый	св
26		0,31	3400	3550	3475	0,03	карово-висячий	св
27	Ямат-Гол-Цагансээр-Гол	3,24	3560	4000	3780	5,26	плосковершинный	-
28	Ямат-Гол	2,36	3200	3920	3560	1,33	карово-долинный	с
29	Цагансээр-Гол	0,99	3480	3880	3680	0,43	каровый	в
30	Ямат-Гол	0,51	3500	3690	3595	0,08	карово-висячий	св
31		1,7	3350	3770	3560	1,04	карово-долинный	сз
32	Цагансээр-Гол-ЦаганГол	1,84	3710	4025	3867,5	5,99	плосковершинный	-

№	Бассейн	L	Z1	Z2	Zf	S	Морфологический тип	A1
33	Ямат-Гол	0	3760	3850	3805	0,25	висячий	ЮВ
34		0,39	3840	3980	3910	0,08	карово-висячий	ЮЗ
35		1,07	3860	4149	4005	2,19	плосковершинный	ЮЗ
36		4,28	3010	4149	3580	2,78	долинный	СЗ
37	Ямат-Гол-Хар-асга-Гол	1,4	3760	4102	3931	1,04	плосковершинный	-
38	Ямат-Гол	0,68	3600	4010	3805	0,16	каровый	СЗ
39		0,42	3630	3870	3750	0,09	висячий	СЗ
40		0,18	3700	3760	3730	0,01	висячий	С
41	Хар-асгат-Гол	1,04	3400	3940	3670	0,3	висячий	СВ
42		1,01	3390	3880	3635	0,21	висячий	СВ
43		0,74	3640	3940	3790	0,2	склоновый	СВ
44		2,21	3260	4020	3640	1,46	карово-долинный	СВ
45		3,21	3280	4000	3640	3,27	долинный	СВ
46		0,71	3580	3740	3660	0,11	каровый	СВ
47	Улан-асгат	2,03	3520	3880	3700	1,62	карово-долинный	СВ
48	Ямат-Гол-Улаан-асгат	0,44	3720	3890	3805	0,46	плосковершинный	-
49	Улаан-асгат	2,4	3160	4120	3640	3,26	карово-висячий	С
50		0,48	3700	3940	3820	0,04	висячий	СЗ
51		0,37	3750	3950	3850	0,05	висячий	СЗ
52		0,54	3600	3940	3770	0,11	висячий	СЗ
53		0,7	3560	3920	3740	0,17	карово-висячий	СЗ
54		1,37	3540	3830	3685	0,36	висячий	С
55		1,21	3480	3740	3610	0,48	каровый	С
56	Омне-Гол	1,56	3400	3670	3535	0,81	каровый	С
57	Биту-эргийн-Гол	0,29	3440	3660	3550	0,01	висячий	ЮВ
58		0,91	3440	3840	3640	0,17	каровый	В
59		0,48	3550	3790	3670	0,05	карово-висячий	СВ
60		0,4	3520	3680	3600	0,04	карово-висячий	СВ
61	Биту-эргийн-Гол-Улаан-гол	4	3600	4008	3804	8,45	плосковершинный	-
62	Цагангол	2,61	3360	3960	3660	1,87	долинный	В
63		1,82	3360	3840	3600	1,05	карово-долинный	В
64		0,57	3500	3750	3625	0,25	каровый	ЮВ
65		0,49	3490	3610	3550	0,05	каровый	В

№	Бассейн	L	Z1	Z2	Zf	S	Морфологический тип	A1
66	Бага-Хоргайт	0,76	3400	3650	3525	0,21	каровый	св
67	Их-Хоргайт	0,57	3540	3650	3595	0,16	каровый	св
Сумма или среднее					3700	71,32		

Примечания. Значения индексов в названиях столбцов даны в Таблице 74