

**САНКТ-ПЕТЕРБУРГСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ**

*На правах рукописи*

**Распутина Валерия Алексеевна**

**ОЦЕНКА ХАРАКТЕРИСТИК ПАВОДКОВ, ОБРАЗУЮЩИХСЯ ПРИ ПРОРЫВАХ  
ВЫСОКОГОРНЫХ МОРЕННЫХ ОЗЁР**

Научная специальность 1.6.16. Гидрология суши, водные ресурсы, гидрохимия

Диссертация на соискание учёной степени кандидата географических наук

Научный руководитель: доцент, кандидат географических наук,  
Пряхина Галина Валентиновна

Санкт-Петербург

2024

## Оглавление

Введение.....	4
Глава 1. Аналитический обзор исследований прорывов моренных озёр: основные направления, методы и подходы .....	11
1.1. Анализ распространения и динамики моренных озёр, стадии развития водоёмов .....	12
1.2. Оценка прорывоопасности моренных озёр.....	14
1.3. Выявление и изучение триггерных механизмов, влияющих на прорыв.....	17
1.4. Расчёт характеристик прорывного паводка .....	18
1.5. Выводы по главе .....	22
Глава 2. Методика расчёта характеристик прорывного паводка, образующегося при прорыве моренного озера.....	24
2.1. Формирование прорывного паводка при прорывах моренных озёр .....	24
2.2. Неоднородный состав моренных плотин .....	26
2.3. Описание методики расчёта характеристик прорывного паводка с учётом неоднородного состава моренной перемычки в результате размыва фильтрационного канала и перелива через гребень .....	33
2.4. Выводы по главе .....	41
Глава 3. Апробация методики расчёта на результатах численных и физических экспериментов .....	43
3.1. Численные эксперименты.....	43
3.2. Физические эксперименты по прорыву грунтовых плотин с учётом двух триггерных механизмов прорыва .....	46
3.3. Апробация методики расчёта на реальных случаях прорывов моренных озёр .....	50
3.4. Выводы по главе .....	56
Глава 4. Особенности гидрологического режима высокогорных озёр Алтая.....	58
4.1. Изученность и физико-географическое описание района исследования.....	58
4.2. Временная изменчивость и распределение моренных и приледниковых озёр на территории Алтая .....	64
4.3. Описание уровня режима приледниковых и моренных озёр, находящихся на разных стадиях развития, на основе полевых исследований и данных дистанционного зондирования Земли.....	70
4.3.1. Трансгрессивная стадия развития .....	70
4.3.2. Регрессивная стадия развития .....	73
4.3.3. Прорыв озера как особый случай регрессивной стадии развития .....	73
4.3.4. Квазистабильная стадия развития .....	76

4.4. Объекты исследования для моделирования на территории Алтая.....	80
4.5. Выводы по главе .....	90
Глава 5. Анализ результатов моделирования характеристик прорывных паводков .....	93
5.1. Результаты моделирования прорыва озера Маашей .....	93
5.2. Результаты моделирования прорыва озера Нурган.....	96
5.3. Выводы по главе .....	98
Заключение .....	100
Благодарности.....	103
Список использованных источников .....	104
Приложения .....	116

## Введение

**Актуальность.** В современных условиях нестационарного климата сокращается площадь оледенения горных массивов, что оказывает существенное влияние на динамику нивально-гляциальных ландшафтов. В частности, происходят изменения озёрно-ледниковых комплексов: увеличиваются размеры существующих озёр, и формируются новые водоёмы на территориях, высвобождающихся ото льда. Озёра, подпруженные моренами, в геологическом масштабе времени нестабильны и недолговечны. Быстрый рост объёма воды в водоёме может привести к ослаблению подпруживающей перемычки и последующему прорыву, в результате чего формируются катастрофические прорывные паводки и сопряжённые с ними селевые потоки различного масштаба: от небольших и незаметных для человека до приводящих к гляциальным катастрофам, наносящим масштабный ущерб территориям, расположенным ниже по течению (затопление территорий, разрушение инфраструктуры и гибель населения) (Голубев, 1976; Виноградов, 1977; Clarke, 2003; Виноградова и др., 2017; Черноморец и др., 2018; Mergili et al, 2019; Zheng et al, 2021). По существующим оценкам (Carrivick, Tweed, 2016; Беккиев и др., 2023) в Мире следует ожидать роста количества опасных природных явлений, в том числе, связанных с процессами дегляциации горных территорий. В этой связи всестороннее изучение процессов формирования прорывных паводков не просто представляет собой научную задачу, но является основой для прогнозов таких явлений с целью предупреждения и защиты населения и территорий.

Ввиду того, что прорывы приледниковых и моренных озёр происходят внезапно и быстро (продолжительность этих явлений составляет минуты или часы), организация наблюдений за ними крайне затруднена и небезопасна. Поэтому для изучения процесса прорыва и получения таких характеристик прорывного паводка, как максимальный расход воды, скорость потока и продолжительность прорыва, целесообразным и зачастую единственным возможным становится применение методов математического моделирования. В настоящее время в нашей стране отсутствуют методики расчёта характеристик волны прорывного паводка, образующихся при прорывах озёр, подпруженных моренной плотиной, которые бы включали в себя несколько механизмов прорыва озера и учитывали неоднородный состав моренной перемычки. Моделирование движения волны прорыва по долине и селевых потоков, которые образуются при прорывах горных озёр, подпруженных моренными дамбами осуществляется с использованием гидродинамических моделей, в которых гидрограф прорывного паводка чаще всего задается схематически или рассчитывается по упрощенным формулам, не учитывающим процесс разрушения плотины.

Отметим также, что в горах для мониторинга опасных явлений, связанных с формированием прорывных паводков, важным вопросом помимо расчётов их характеристик

является обнаружение потенциально прорывоопасных озёр. Имеющаяся на сегодняшний день классификация стадий развития озёр не включает гидролого-морфометрические характеристики водоёмов, что затрудняет выявление озёр с нарастающими объёмами воды. Именно поэтому выявление специфических особенностей уровня режима каждой стадии в условиях слабой гидрологической изученности горных территорий позволит снизить степень информационной неопределенности.

**Целью** диссертационного исследования является оценка характеристик прорывных паводков, образующихся при прорывах высокогорных моренных озёр, на основе математического моделирования, полевых исследований и данных дистанционного зондирования Земли.

Для достижения поставленной цели решались следующие **задачи**:

1. Анализ опубликованных научных работ по теме исследования.
2. Разработка методики расчёта характеристик прорывных паводков, учитывающей два триггерных механизма прорыва и неоднородный состав морены.
3. Апробация методики расчёта на данных, полученных при проведении физических экспериментов, и данных реальных прорывов моренных озёр.
4. Составление каталога моренных озёр горного Алтая и выявление пространственно-временной изменчивости распределения водоёмов в условиях меняющегося климата.
5. Выявление особенностей уровня режима моренных водоёмов, находящихся на разных стадиях развития.
6. Расчёт характеристик прорывного паводка на основе разработанной методики, учитывающей два триггерных механизма прорыва и неоднородный состав морены.

Апробация разработанных подходов и методов, изложенных в диссертационном исследовании, проводилась для ряда объектов, расположенных на территории Центрального и Юго-Восточного Алтая. Несмотря на то, что регион в целом не является активным с точки зрения прорывных явлений, здесь зафиксирован ряд событий: прорыв моренно-подпрудного озера, расположенного у ледника Левый Актру, в июне 1969 г. (Северо-Чуйский хребет, Россия) (Душкин, 1976), прорыв завального озера Маашей (Северо-Чуйский хребет, Россия) в июле 2012 г. (Быков, 2013), прорыв моренного озера, расположенного в северной части горного массива Хархираа (Северо-Западная Монголия) в июле 2010 г. (Walther et al, 2024); прорыв озера Нурган (горный массив Цамбагарав, Северо-Западная Монголия) в середине XX в. (Пряхина и др., 2021).

Отметим, что территория Алтая характеризуется:

- малой (по сравнению с другими горными странами, такими как Кавказ, Тянь-Шань, Памир, Гималаи) изученностью с точки зрения формирования и потенциальной возможности прорыва подпрудных моренных водоёмов, являющихся частью озёрно-ледниковых комплексов;
- выявленным в последние десятилетия ростом количества приледниковых и моренных озёр и увеличение размеров уже существующих (Распутина и др., 2022);
- недостаточной изученностью гидрологического режима водоёмов высокогорных территорий Алтая по сравнению с аналогичными объектами других горных стран;
- резким ростом туристической активности и интенсивностью развития хозяйства и логистических путей, что кратно повышает риски и потенциальные ущербы от опасных гидрологических явлений.

Так же выбор Алтайских гор в качестве района исследования был обусловлен многолетними комплексными экспедициями Института наук о Земле Санкт-Петербургского государственного университета на российской и монгольской частях территории горного Алтая (горные массивы Монгун-Тайга, Таван-Богдо-Ола, Цамбагарав, Катунский, Южно-Чуйский и Северо-Чуйский хребты), в ходе которых были получены гидрологические и морфометрические характеристики моренных и приледниковых водоёмов в районах деградации оледенения.

**Объектами исследования** являются моренные и приледниковые озёра высокогорных территорий Алтая, расположенные на современных моренах и моренах малого ледникового периода.

**Предметом исследования** являются характеристики прорывных паводков, образующихся при прорывах моренных озёр.

**Методы исследования.** При выполнении диссертационного исследования использовался комплексный подход, включающий в себя: дешифрирование спутниковых снимков для анализа пространственной и временной изменчивости приледниковых и моренных озёр; полевые гидрологические исследования на моренных озёрах Центрального и Юго-Восточного Алтая в 2019, 2021, 2022 и 2023 г. (наблюдения за уровнем воды, батиметрические съёмки озёр, тахеометрические съёмки котловин озёр, метеорологические наблюдения), которые позволили описать особенности уровня режима водоёмов, находящихся на разных стадиях развития; математическое моделирование характеристик прорывных паводков на основе разработанной в рамках настоящего исследования методики расчёта.

**Личный вклад автора** заключается в выполнении основного объёма исследований, изложенного в настоящей диссертации. Автор принимал участие во всех полевых работах, выполненных в 2019, 2021-2023 гг. на моренных и приледниковых озёрах Алтая, выполнял сбор и обработку полученных материалов, участвовал в проведении физических экспериментов по

разрушению грунтовых плотин и обработке полученных результатов, самостоятельно выполнял дешифрирование спутниковых снимков, осуществлял анализ пространственно-временной изменчивости озёр и составлял каталог моренных озёр горного Алтая, участвовал в разработке детальных критериев для классификации моренных водоёмов по стадиям развития и в разработке методики расчёта характеристик прорывных паводков, а также самостоятельно написал компьютерную программу для расчёта в среде MatLab.

**Научная новизна** исследования заключается в следующем:

- разработана методика расчёта характеристик прорывного паводка, учитывающая два механизма прорыва и неоднородный состав морены;
- выявлены особенности уровня режима для моренных водоёмов, находящихся на разных стадиях развития;
- выявлены различные тенденции изменения пространственного распределения и временной изменчивости моренных и приледниковых озёр Алтая; различия в тенденциях обусловлены разными климатическими особенностями Центрального и Юго-Восточного Алтая;
- выявлено повышение на 100-200 м высотного интервала наибольшего распространения приледниковых и моренных водоёмов и увеличение их суммарной площади за последние 20 лет от 6 до 130%.

**Теоретическая и практическая значимость исследования.** Описание стадий развития моренных и приледниковых озёр, а также процесса прорыва водоёма вносят теоретический вклад в понимание процесса эволюции озёр как на территории Алтая, так и других горных систем. Составленный каталог даёт возможность пользователю получить информацию об основных характеристиках моренных водоёмов горного Алтая (площадь, высота, тип озера, тип плотины, тип стока и др.). Дополненная гидролого-морфометрическими характеристиками классификация стадий развития моренных озёр даёт возможность более обосновано выявить потенциальную прорывоопасность. Результаты расчёта характеристик прорывных паводков могут быть использованы для моделирования оценок зон затопления территорий и для расчётов селевых потоков.

**Степень достоверности и апробация результатов.** Результаты диссертации были представлены на следующих конференциях: Всероссийская научно-практическая конференция «Современные проблемы гидрометеорологии и устойчивого развития Российской Федерации» (Санкт-Петербург, 2019); VII Всероссийская научно-практической конференции с международным участием «Современные проблемы водохранилищ и их водосборов» (Пермь, 2019); Международная научная конференция «Четвёртые Виноградовские чтения. Гидрология: от познания к мировоззрению» (Санкт-Петербург, 2020); IV Всероссийская научная конференция с международным участием «Водные и экологические проблемы Сибири и Центральной Азии»

(Барнаул, 2022); Международная научно-практическая конференция «Пятые Виноградовские чтения. Гидрология в эпоху перемен» (Санкт-Петербург, 2023); Гляциологическая конференция «Прошлые, текущие и будущие изменения климата и гляциосферы» (Москва, 2023).

Результаты диссертационного исследования нашли отражение при выполнении проектов РФФИ № 19-05-00535 А «Природные катастрофы и трансформация ландшафтов юго-восточного Алтая и северо-западной Монголии в период с максимума оледенения», РНФ № 22-67-00020 «Изменения климата, ледников и ландшафтов Алтая в прошлом, настоящем и будущем как основа модели адаптации населения внутриконтинентальных горных районов Евразии к климатообусловленным изменениям среды» и РНФ № 23-27-00171 «Моделирование прорывов водоёмов, подпруженных дамбами естественного происхождения».

**Публикации.** По теме диссертационного исследования опубликовано 6 статей. Также получено свидетельство о регистрации программы для ЭВМ.

1. **Распутина В.А.**, Пряхина Г.В., Ганюшкин Д.А., Банцев Д.В., Панютин Н.А. Особенности уровня режима приледниковых моренно-подпрудных озёр в стадии роста (на примере озёр горного массива Таван-Богдо-Ола, Юго-Восточный Алтай) // Лёд и снег. 2022. Т.62. № 3. С. 441-454. (РИНЦ, Scopus, Web of Science).
2. **Распутина В.А.**, Пряхина Г.В. Программа для расчёта характеристик прорывного паводка, формирующегося при прорыве грунтовой плотины (OutburstFloodFormation). Свидетельство о регистрации программы для ЭВМ RU 2022685622, 26.12.2022. Заявка № 2022685452 от 19.12.2022
3. **Распутина В.А.**, Ганюшкин Д.А., Банцев Д.В., Пряхина Г.В., Вуглинский В.С., Свирепов С.С., Панютин Н.А., Волкова Д.Д., Николаев М.Р., Сыроежко Е.В. Оценка прорывоопасности малоизученных озёр массива Монгун-Тайга // Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле. 2021. Том 66. Вып. 3. С. 487-509. (РИНЦ, Scopus, Web of Science).
4. Ganyushkin D., Bantcev D., Derkach E., Agatova A., Nepop R., Griga S., **Rasputina V.**, Ostanin O., Dyakova G., Pryakhina G., Chistyakov K., Kurochkin Y., Gorbunova Y. Post-little ice age glacier recession in the North-Chuya ridge and dynamics of the Bolshoi Maashei glacier, Altai // Remote Sensing. 2023. Т. 15. № 8. P. 2186. (Scopus, Web of Science).
5. Ganyushkin D., Chistyakov K., Derkach E., Bantcev D., Kunaeva E., **Rasputina V.**, Terekhov A. Glacier recession in the Altai mountains after the LIA maximum // Remote Sensing. 2022. Т. 14. № 6. P. 1508. (Scopus, Web of Science).
6. Пряхина Г.В., Кашкевич М.П., Попов С.В., **Распутина В.А.**, Боронина А.С., Ганюшкин Д.А., Агатова А.Р., Непоп Р.К. Формирование и развитие моренного (приледникового)



озера Нурган, Северо-Западная Монголия // Криосфера Земли. 2021. Том XXV. № 4. С. 26-35. (РИНЦ, Scopus, Web of Science).

7. Пряхина Г.В., Боронина А.С., Попов С.В., **Распутина В.А.**, Войнаровский А.Е. Физическое моделирование разрушения грунтовой дамбы водохранилища в процессе переполнения водоема // Известия РГО. 2019. Т. 151. №. 2. С. 51-63. (РИНЦ).

**Структура и объём диссертации.** Диссертация состоит из введения, пяти глав, заключения, благодарностей, списка литературы и 3 приложений. Объём работы составляет 118 страниц. Текст исследования иллюстрирован 54 рисунками и 5 таблицами. Список использованных источников включает 137 наименований.

Настоящая диссертация соответствует пунктам 10 и 12 паспорта научной специальности 1.6.16 «Гидрология суши, водные ресурсы, гидрохимия».

#### **Основные научные результаты.**

1. Предложена методика расчёта характеристик прорывных паводков, образующихся при прорывах моренных и приледниковых озёр, с учётом двух основных триггерных механизмов прорыва (разрыв фильтрационного канала в теле моренной плотины и перелив воды через гребень) и неоднородного состава морены, что является главным преимуществом предложенной методики расчёта в отличие от подобных существующих моделей. Предложенная аппроксимация формы поперечного сечения прорыва, по мнению автора, более точно, чем традиционно используемые (треугольная и трапециевидная), отражает процесс его формирования (Распутина и Пряхина, 2022).
2. Установлено, что сокращение площади оледенения горных территорий Алтая привело к высотному смещению области максимального распространения моренных и приледниковых озёр и увеличению их количества и суммарной площади с 2000 по 2022 гг. (Распутина и др., 2022, С. 445-446).
3. Дополнена имеющаяся классификация стадий развития озёр (Зимницкий, 2005) на основе полевых исследований и данных дистанционного зондирования Земли: введено понятие квазистабильной стадии развития; предложены морфологические и гидролого-морфометрические характеристики каждой стадии, главным образом описаны особенности уровня режима водоёмов, находящихся на разных стадиях развития (Пряхина и др., 2021, с. 29-31; Распутина и др., 2022, с. 451-452; Пряхина и др., 2023, с. 170-173).
4. Установлено, что в предшествующий прорыву период реально прорвавшиеся озёра находились в трансгрессивной стадии развития: активно увеличивались в размерах и имели нестабильный уровеньный режим (Пряхина и др., 2021, с. 29-30).

**Положения, выносимые на защиту.**

1. Разработанная методика расчёта (включая компьютерную программу) характеристик прорывных паводков, образующихся при прорывах моренных озёр, учитывает два триггерных механизма прорыва и неоднородный состав морены.
2. Значительное увеличение количества моренных и приледниковых озёр на территории Алтая при высотном смещении области максимального их распространения и увеличение суммарной площади озёр с 2000 по 2022 гг. является надёжным индикатором процесса дегляциации горных территорий.
3. Каждая стадия развития озёр (трансгрессивная, регрессивная, квазистабильная) характеризуется особым уровнем режимом. В условиях недостаточной гидрологической изученности определение стадии развития озера является единственным источником информации об уровне режиме водоёма.

## **Глава 1. Аналитический обзор исследований прорывов моренных озёр: основные направления, методы и подходы**

Водоёмы, подпруженные естественными плотинами, широко распространены в районах современного оледенения Земли: от горных территорий до антарктических оазисов. В зависимости от расположения и типа озёрной котловины выделяют наледниковые, внутриледниковые, подледниковые, приледниковые, моренные и завальные озёра. Особенностью гидрологического режима таких водных объектов является формирование прорывных паводков в результате разрушения подпруживающей дамбы, которые могут приводить к катастрофическим последствиям: затоплению территорий, разрушению инфраструктуры и гибели населения. Наиболее разрушительными являются паводки, сопряжённые с селевыми потоками, образующиеся при прорывах, приледниковых и моренных озёр, расположенных в горных районах. Исторически прорывы горных озёр наносили серьёзный ущерб населению. В Мировом к наиболее разрушительным гляциальным катастрофам относят прорыв озера в горах Кордильера Бланка недалеко от города Уарас (Перу) в декабре 1941 г. В результате прохождения селевого потока погибло более 6000 человек (Carey, 2005). На территории СССР и России подобными катастрофическими событиями были: Иссыкский сель (7 июля 1963 г.), который привёл к прорыву озера, в результате которого погибло по разным оценкам от 52 до 100 человек (Докукин, 2014), и прорыв озёра Башкара, произошедший 1 сентября 2017 г. (Черноморец и др., 2018; Кидяева и др., 2018).

Оценка характеристик прорывных паводков невозможна без всестороннего изучения динамики озёр, описания процесса формирования прорывных паводков и выявления механизмов прорыва, поэтому обзор опубликованных научных работ охватывал несколько направлений исследований, касающихся вопроса изучения прорывов моренных озёр.

В целом, вопросу изучения процесса формирования прорывных паводков, а также выявления триггерных механизмов и факторов, влияющих на прорывы озёр, уделяется много внимания как в отечественных, так и в зарубежных исследованиях (Costa, Schuster, 1988; Awal et al, 2011; Emmer, Cochachin, 2013; Liu et al, 2013; Westoby et al, 2014; Кидяева и др., 2018; Neupane et al, 2019). Существует несколько направлений, по которым ведётся исследование прорывов озёр:

1. Анализ распространения и динамики моренных озёр, их стадии развития
2. Оценка прорывоопасности озёр.
3. Выявление и изучение триггерных механизмов, влияющих на прорыв.
4. Математическое моделирование прорывного паводка, образующегося при прорывах горных озёр.

### **1.1. Анализ распространения и динамики моренных озёр, стадии развития водоёмов**

Для выявления происходящих пространственно-временных изменений ледниковых, приледниковых и моренных озёр широко используются данные дистанционного зондирования Земли (спутниковые снимки, аэрофотоснимки, ортофотопланы). Использование спутниковых снимков при исследовании развития озёр помогает оценить их состояние, а также выявить фазу развития и установить возможный триггерный механизм прорыва.

Так, в статье (Shugar et al, 2020) рассмотрена динамика приледниковых озёр, их распространение по всему миру на основе спутниковых снимков с 1990 по 2018 год. Показано, что за исследуемый период количество озёр и их общая площадь увеличились на 53% и 51% соответственно. Авторы также установили, что самые быстро растущие озёра (по площади) расположены в Скандинавских странах, Исландии и России. Научное исследование учёных из Германии (Veh et al, 2019) посвящено выявлению прорывов моренных озёр в Гималаях на основе анализа спутниковых снимков Landsat с 1980 по 2017 гг. и контролируемой классификации спутниковых снимков (отнесение каждого пикселя к определённому классу объектов на местности). Использование классификатора Random Forest (Veh et al, 2018) позволило обнаружить произошедшие прорывы озёр. В работе (Harrison et al, 2018) представлена первая глобальная пространственно-временная оценка прорывных паводков, образующихся при прорывах моренных и приледниковых озёр, на основе региональных кадастров и обзоров (было выбрано 165 моренных дамб, расположенных в Альпах, Памире, Тянь-Шане, Гималаях, США и Южной Америке), что даёт историческое представление о прорывных паводках и их распределении в условиях нынешнего и будущего глобального изменения климата. Было выявлено возрастание частоты прорывных паводков и их регулярности около 1930 гг., что, вероятно, представляет собой запаздывающую реакцию на потепление после малого ледникового периода.

В настоящее время имеются базы данных и каталоги озёр гляциального генезиса и их прорывов, созданные на основе дешифрирования космических снимков. Онлайн база данных (URL: <http://glofs-database.org>) прорывов приледниковых озёр, включает информацию о местоположении озёр, их типе, поподпруживающей перемычке, о генезисе прорыва и его триггере, объёме прорывного паводка и величине ущерба на территории Перуанский Анд, Патагонских Анд и Кордильер (Emmer et al, 2016). Исследователи из Китая и США на основе анализа спутниковых снимков Landsat TM/ETM+ за 1990, 2000 и 2010 гг. создали базу данных ледниковых озёр и установили, что в горах Тибета насчитывается около 5700 ледниковых озёр, более 1000 из которых имеют связь с ледниками (Zhang et al, 2015). Для территории районов Зebak и Вахан (провинция Бадахшан, горы северного Афганистана) на основе дешифрирования спутниковых снимков Landsat-8 OLI был создан каталог озёр, который включает в себя 347

объектов (Черноморец и др., 2015), где для каждого озера приведены следующие характеристики: местоположение, площадь, высота уреза воды, положение относительно ледника, тип стока из озера, тип подпруживающей плотины, каскадность и др. Согласно выполненному исследованию большая часть озёр (60%) подпружена перемычкой, сложенной из моренных отложений.

Анализ временной изменчивости морфометрических характеристик приледниковых и моренных озёр помогает определить является ли водоём прорывоопасным и выявить механизмы его прорыва. В работе (Докукин и Шагин, 2014) приведены данные о динамике ледниковых озёр с подземными каналами стока на территории Кабардино-Балкарской республики (Центральный Кавказ) и других горных районов. Подобное исследование динамики озёр ледника Большой Азау на основе разновременной аэрокосмической информации представлено в работе (Аджиев и др., 2023). Согласно выполненному исследованию установлено, что исчезновение озёр происходит в результате таяния снежных плотин, а также по подлёдным и подземным каналам стока. В работе (Докукин, 2014) на основе материалов дистанционного зондирования Земли рассмотрены условия формирования и последствия прорывных паводков в Гималаях, Андах и Алтае, а в (Докукин и др., 2022) с использованием разновременной аэрокосмической и картографической информации и полевых наблюдений выполнен анализ динамики озёр, расположенных у ледника Джикиуганкез (Кавказ), и установлены их механизмы прорыва (поверхностный перелив и отток воды по фильтрационным каналам). Выявление потенциально прорывоопасных озёр, и своевременная организация наблюдений за этими объектами, а также выполнение профилактических мероприятий по контролируемому спуску озёр и осуществлению безопасного дренажа позволяет избежать трагических последствий.

Помимо данных дистанционного зондирования Земли для анализа динамики озёр и ледников, используются материалы полевых наблюдений, такие как съёмки глубин, с помощью которых можно получить информацию об объёме озера; данные об уровненом режиме, позволяющие установить величину колебаний уровня воды как внутри суток, так и в течение более продолжительного периода времени; съёмки рельефа прибрежных территорий озёр для определения конфигурации озёрной котловины и уровня высоких вод; полевые метеорологические наблюдения о температуре и влажности воздуха и осадков; величина абляции ледника для оценки притока талых ледниковых вод в водоём; обследование подпруживающей плотины. Полевые материалы позволяют более детально изучить гидрологический режим приледниковых озёр, выявить основные триггерные механизмы возможного прорыва (Касаткин, 2014; Алейникова, Анацкая, 2019; Пряхина и др., 2021; Распутина и др., 2022; Medeu et al, 2022), а также получить необходимую информацию для дальнейшего математического моделирования прорывов озёр (Wang, 2008; Kidyayeva et al, 2017; Распутина и др., 2021b; Юдина (Куровская) и др., 2022).

Важным вопросом, связанным с исследованием прорывоопасных озёр, является изучение процесса формирования водоёмов, их эволюция и описание стадий развития озёр. В настоящий момент времени этой тематике уделяется мало внимания, и научные работы, посвящённые развитию моренных и приледниковых водоёмов немногочисленны (Зимницкий, 2005; Черноморец и др., 2007; Торгоев и др., 2013; Докукин и Хаткутов, 2016; Алейникова, Анацкая, 2019; Пряхина и др., 2021; Распутина и др., 2022). Отметим работу (Зимницкий, 2005), в которой автор описывает фазы развития приледниковых озёр: трансгрессивную и регрессивную. В статье (Пряхина и др., 2021) рассмотрено формирование и фазы развития приледникового озера Нурган (Северо-Западная Монголия): трансгрессивная (рост озера, увеличение его площади и объёма), регрессивная (прорыв озера) и пострегрессивная (существование озера после прорыва) фазы.

Достаточно много научных работ, связанных с рассматриваемым в настоящей работе районом исследования (Алтайская горная страна), посвящено анализу динамики палеозёр и формированию суперпаводков (Рудой, 1981; Бутвиловский, 1985; Рудой, Королев, 1984; Рудой, Кирьянова, 1994; Бородавко, Ахматов, 2006; Зольников и др., 2023), однако практически отсутствуют работы, связанные с развитием современных приледниковых и моренных озёр.

## **1.2. Оценка прорывоопасности моренных озёр**

При изучении моренно-подпрудных озёр важным вопросом является типизация водоёмов по степени прорывоопасности, что подтверждается широким распространением исследований, посвящённым оценке прорывоопасности озёр (Huggel et al., 2004; Richardson, Reynolds, 2000; Wang et al, 2008; Кидяева, 2014; Висхаджиева, Черноморец, 2015; Ерохин и Загинаев, 2020). Ранжирование водоёмов по степени прорывоопасности, как правило, осуществляется по критериям прорывоопасности (Rounce et al, 2016; Agarrwal, 2016; Ерохин, Загинаев, 2020) и по методу балльной оценки. В этих случаях вероятность прорыва каждого конкретного моренного озера представляет собой функцию совокупности параметров устойчивости плотины и результата воздействия внешнего триггера (Петраков, 2008; Торгоев и др., 2013; Распутина и др., 2021a).

Петраков Д.А. в работе (Петраков, 2008) предложил схему оценки вероятности прорыва озёр на основе многофакторного анализа и использования интервальной шкалы в соответствии с методикой Ю.Г. Симонова (Симонов, 1997). Каждый фактор, влияющий на прорыв, имеет вес от 0 до 100 баллов. Вероятность прорыва озера (низкая, средняя или высокая) является функцией устойчивости подпруживающей плотины и воздействия внешнего триггера (Richardson, Reynolds, 2000). По Петракову устойчивость плотины зависит от типа плотины, высоты нижней точки плотины над урезом, отношения ширины плотины к высоте, характер стока из озера через плотину и объём водоёма.

Внешние триггеры, воздействующие на устойчивость плотины, могут быть разными в зависимости от региональных особенностей территорий, для которых проводится оценка прорывоопасности. Часто к внешним триггерам относят волны, образующиеся при сходах лавин, оползней, откалыванию частей ледника; экстремальные жара и ливни.

Ранжирование озёр по степени вероятности прорыва может осуществляться по критериям прорывоопасности, таким как сток через плотину, подъём уровня воды, состояние подпруживающей моренной перемычки, каскадность и т.п. В исследовании (Ерохин, Загинаев, 2020) приводятся критерии в соответствии с типом озера (ледниковое, моренно-ледниковое, моренно-ригельное, завальное): наличие внутриледникового канала стока в теле плотины, ледопадов, подземный сток через дамбу, наполнение озера, большая амплитуда колебания уровня воды в водоёме. При определённом наборе критериев озеро относят к одной из четырёх категорий опасности.

Для проведения оценки прорывоопасности большого количества озёр чаще всего применяются данные дистанционного зондирования Земли (Agarwal et al, 2016; Rounce et al, 2016). Однако по спутниковым снимкам не представляется возможным установить объём водной массы исследуемого водоёма, от которого зависит устойчивость подпрудной плотины. В работе (Коновалов, 2009) изложен метод, который позволяет определять характеристики режима прорывоопасных высокогорных озёр Памира (площадь и объём озёр, максимальный расход прорывной волны) с использованием дистанционной информации. Формулы для расчёта объёма озера были получены на основе морфометрических характеристик 141 высокогорного озера и имеют следующий вид:

$$V_1 = a_1 H_{max} + b_1 F + c_1, \quad (1.1)$$

$$V_2 = a_2 H_{mean} + b_2 F + c_2, \quad (1.2)$$

где  $V$  – объём озера, млн м<sup>3</sup>;  $H_{max}$  и  $H_{mean}$  – соответственно максимальная и средняя глубины озера, м;  $F$  – площадь озера, км<sup>2</sup>;  $a_1$ ,  $b_1$ ,  $c_1$  – коэффициенты, приведённые в (Коновалов, 2009), определяются в зависимости от величины площади озера.

Определение максимальной глубины с использованием данных дистанционного зондирования Земли осуществляется на основе положений, что: максимальная глубина расположена вблизи середины озера, продольный вертикальный профиль глубины озера от его начала и до подпруживающей плотины может быть аппроксимирован полуэллипсом, вписанным в прямоугольный треугольник. Расчёт максимальной глубины озера выполняется согласно выражению:

$$H_{max} = \frac{L}{2} \frac{1}{\operatorname{tg}(\operatorname{arctg}(L/H_2))}, \quad (1.3)$$

где  $L$  – длина озера, м;  $H_2$  – разница между абсолютной высотой уреза воды у плотины и нижней отметкой плотины, м.

Определение максимального расхода прорывного паводка выполнялось по формуле (Costa, 1985):

$$Q_{max} = 3.8(\Delta ZV)^{0.61}, \quad (1.4)$$

где  $\Delta Z$  – высота плотины;  $V$  – объём озера.

В работе (Agarwal, 2016) объём озера определяется с использованием эмпирических зависимостей.

Работа (Висхаджиева, Черноморец, 2015) направлена на оценку опасности развития селевых процессов, которые возникают в результате прорывов ледниковых озёр в бассейне реки Шахимардан (Алайский хребет, Киргизия и Узбекистан) и провинции Бадахшан (Гиндукуш, Афганистан). Для оценки сначала была проведена инвентаризация озёр районов исследования с использованием спутниковых снимков Landsat-8 с последующим составлением каталога озёр, а затем была выполнена оценка их прорывоопасности. Параметры, влияющие на прорывоопасность озёр, были определены по методике, разработанной коллективом авторов (Докукин М.Д, Савернюк Е.А., Черноморец С.С.). Результаты выполненной оценки показали, что для рассматриваемой территории больше половины бассейнов с озёрами являются потенциально опасными.

Преимуществом оценки прорывоопасности, выполненной с использованием данных дистанционного зондирования Земли является то, что она достаточно проста и её можно использовать для анализа прорывоопасности большого количества озёр. Однако недостаток заключается в том, что по спутниковым снимкам невозможно определить объём водоёма, который необходим для выполнения оценки. Расчёт объёма водной массы по эмпирическим формулам может иметь значительные расхождения с реальными данными, так как зачастую соотношения для определения объёма воды получают в результате статистического анализа морфометрических данных определённой группы озёр, расположенных в пределах одного района, таким образом эмпирические формулы носят региональный характер. Так в научном исследовании, изложенном в работе (Распутина и др., 2021а), выявлялись потенциально прорывоопасные моренные озёра в районе горного массива Монгун-Тайга (юго-восточный Алтай, Россия, республика Тыва) с использованием метода балльной оценки, которая была дополнена с учётом региональных особенностей на основе данных дистанционного зондирования Земли и данных полевых материалов. При сравнении расчётного объёма по эмпирическим формулам и реальных данных установлено, что ошибка определения объёма воды с использованием эмпирических выражений достигает 216%. На ошибки при определении объёма воды, рассчитанного по формулам, указывают авторы статьи (Huggel et al, 2004): объём



больших озёр может быть занижен, а малых, наоборот, завышен. Это позволяет сделать вывод, что ранжирование озёр по степени прорывоопасности, выполненное с использованием дистанционных данных не всегда эффективно, поэтому необходимо использовать иные подходы для выполнения оценки прорывоопасности. Например, Кидяева В.М. в своём диссертационном исследовании (Кидяева, 2014) для оценки прорывоопасности озёр предложила интегральную шкалу из пяти классов для зонирования потенциальной опасности прорыва, которая зависит от интегрального индекса прорывоопасности (является функцией от объёма водоёма, коэффициента устойчивости на сдвиг и отношения высоты плотины до уреза к высоте плотины) и интенсивности возникающих наводнений. Результаты выполненной оценки сопоставимы с натурными данными. А в работе (Пряхина и др., 2022) типизация озёр по прорывоопасности проводится с использованием метода построения композитных индексов на основе территориальных детерминант для озёр антарктического оазиса Холмы Ларсеманн на основе следующих критериев: характер стока через плотину, тип плотины, каскадность, частота повторяемости прорывов, инфраструктура поселений в зоне действия, сумма температур воздуха выше 0<sup>0</sup>С, сумма осадков за тёплый период и за предшествующий холодный. Выполненная типизация водоёмов по предложенному методу согласуется с данными фактических наблюдений. Подобный подход включает в себя данные, которые можно получить по спутниковым снимкам, и данные по температуре воздуха и осадкам по ближайшим метеорологическим станциям и представляется более эффективным по сравнению с ранее рассмотренными и может быть использован для оценки прорывоопасности приледниковых и моренных озёр.

### **1.3. Выявление и изучение триггерных механизмов, влияющих на прорыв**

При изучении формирования процесса прорывного паводка, образующегося при прорыве озера, необходимо установить, какой триггерный механизм может привести к разрушению подпруживающей плотины. Согласно опубликованным научным работам (Awal et al, 2011; Liu et al, 2013; Wastoby et al, 2014; Gurung et al, 2017; Begam et al, 2018; Черноморец и др., 2018; Neupane et al, 2019; Zheng et al, 2020; Докукин и др., 2020; Докукин и др., 2022) триггерами, ведущими к понижению устойчивости подпрудной плотины, являются:

1. интенсивное поступление талых ледниковых вод в озеро или выпадение осадков, в результате которых будет происходить увеличение объёма водной массы, повышение уровня воды водоёма, что может привести либо к переполнению озера и последующему переливу, либо к увеличению давления на моренную перемычку и интенсивной фильтрации через тело плотины, её ослаблению и прорыву; при наличии фильтрационного канала стока может произойти его расширение с последующим спуском водоёма;

2. в случае каскадного расположения приледниковых и моренных водоёмов переполнение озера, находящегося ниже, и его последующий прорыв могут произойти вследствие поступления большого количества воды в результате прорыва водоёма, расположенного выше в каскаде;
3. таяние ледяных ядер в моренной перемычке, которое приводит к понижению её устойчивости и последующему разрушению;
4. откалывание частей ледника, движение ледяных глыб, снежных лавин и оползней, обвалы моренного материала и крупных валунов могут ослабить моренную плотину и привести к её разрушению и дальнейшему прорыву озера.

Анализ опубликованных научных исследований показал, что чаще всего триггерными механизмами прорыва являются образование фильтрационного канала в теле моренной плотины и перелив воды через её гребень в результате переполнения водоёма (Grabs, 1993; Liu et al, 2013).

#### **1.4. Расчёт характеристик прорывного паводка**

Важнейшим направлением изучения прорывов моренных озёр является математическое моделирование прорывных паводков. Математическое моделирование осуществляется как для получения гидрографа прорывного паводка в створе прорана, так и для оценки характеристик селевых потоков, образующихся при катастрофических спусках озёр, а также для установления границ территорий, подверженных воздействию прорывного паводка и сопряжённого с ним селевого потока.

Чаще всего для расчёта характеристик прорывных паводков и сопряжённых с ними селевых потоков, прогнозных расчётов трансформации движения волны и определения зон затопления, а также мероприятий по предотвращению и минимизации последствий наводнений и селей используются математические модели, которые в зависимости от метода определения скоростей потока через проран, можно разделить на две группы. В первую входят модели, основанные на системах уравнений гидродинамики (системы уравнений Навье-Стокса и Сен-Венана): FLO-2D (O'Brien et al., 1993; Nie et al, 2020; Кидяева и др., 2021; Раимбеков и др., 2021; Kurovskaia et al, 2022; Юдина, 2022), RAMMS (Christen et al., 2010), HEC-RAS, модель STREAM-2D (Беликов, Милитеев, 1992; Kidyaeva et al, 2017), STREAM-2D CUDA (Алексюк, Беликов, 2017). Вторая группа включает в себя модели, в которых скорость потока при его изливе через проран рассчитывается по формуле поверхностного водослива (с широким порогом или практического профиля) в зависимости от стадии формирования прорана, для расчёта которого используются уравнения эрозии и механики грунтов (Fread, 1988; Mohamed et al, 2002; Zagongolli, 2007; Osti, Egashira, 2009; Chang, Zhang, 2010; Zhong et al, 2018).

Для оценочных расчётов максимальных расходов воды при разрушении моренных перемычек довольно часто используются эмпирические формулы, которые получают в

результате регрессионного анализа данных исторических прорывов плотин (Wahl, 2010). Эти формулы также применяют для оценочного построения полного гидрографа прорыва при условии известной формы последнего и объёма прорывного паводка, который может пройти через проран. Наиболее часто форму гидрографа принимают треугольной (Zhang et al, 2021). В качестве эмпирических соотношений для расчета максимального расхода воды прорывного паводка используются его функциональные зависимости от объёма воды озера, либо от высоты подпруживающей плотины. С помощью эмпирических формул также можно определить время прохождения прорывного паводка, зависящее от объёма водоёма и высоты образовавшегося прорана. В (MacDonald, Langridge-Monopolis, 1984; Evans, 1986; Costa, Shuster, 1988; Froehlich, 1995) приводятся различные эмпирические соотношения для расчёта максимальных расходов и периода прохождения прорывного паводка, которые наиболее часто используются при расчётах.

Так, согласно (Froehlich, 1995) величина максимального расхода воды и время прохождения прорыва определяются как:

$$Q_p = 0.607V^{0.295}h_w^{1.24} \quad (1.5)$$

$$T_p = 0.00254V^{0.53}h_b^{-0.9}. \quad (1.6)$$

По (MacDonald, Langridge-Monopolis, 1984) максимальный расход воды прорывного паводка вычисляется по следующей формуле:

$$Q_p = 1.154(Vh_w)^{0.412}. \quad (1.7)$$

В работе (Evans, 1986) соотношение для максимального расхода воды имеет вид:

$$Q_p = 0.72V^{0.53}, \quad (1.8)$$

где  $Q_p$  – максимальный расход воды, м<sup>3</sup>/с;  $T_p$  – период прохождения прорывного паводка;  $V$  – объём воды, м<sup>3</sup>;  $h_w$  – глубина воды над прораном в момент разрушения, м;  $h_b$  – глубина прорана, м.

В исследовании (Costa, Shuster, 1988) в зависимости от типа подпруживающей озеро плотины приводятся разные эмпирические соотношения для расчёта максимального расхода воды прорыва. При прорыве моренной дамбы расход рассчитывается как:

$$Q_p = 0.0000069(PE)^{0.73}, \quad (1.9)$$

а при прорыве ледяной дамбы:

$$Q_p = 0.0000055(PE)^{0.59} \quad (1.10)$$

$Q_p$  – максимальный расход воды, м<sup>3</sup>/с; PE – потенциальная энергия (Дж).

Преимуществом эмпирических формул является простота вычисления максимальных расходов, что даёт возможность выполнения быстрой оценки их величин для большого количества прорывоопасных моренных озёр. Так, например, оценка расходов воды прорывных паводков озёр Боливийских Анд на основе эмпирических соотношений, предложенных в (Evans, 1986), выполнена в (Kougkoulos et al, 2018). Однако главным недостатком этого подхода является

то, что уравнения расчёта не включают в себя параметры, связанные с эродируемостью материала, из которого сложены плотины, и которые влияют на время размыва перемычки и, соответственно, на время прохождения прорывного паводка и величину расходов воды; также в формулах не учитываются триггерные механизмы прорыва озёр. Чаще всего эмпирические формулы являются региональными соотношениями, то есть могут быть использованы для оценки расходов воды и времени прорыва только для озёр того района, для которого была разработана формула.

Несмотря на указанные недостатки эмпирические соотношения нашли широкое применение при моделировании прорывов озёр. В частности, при использовании таких широко известных моделей, как MIKE-11, HEC-RAS, FLO-2D, RAMMS для моделирования движения прорывной волны по долине и последующего построения карт затопления. Упомянутые модели не моделируют разрушение плотины, поэтому в качестве начальных и граничных условий используют полученные с помощью эмпирических соотношений данные о площади поперечного сечения потока, ширине прорана, времени прорыва (Froehlich, 1995; Cook, Quincey, 2015; Aggarwal et al, 2016; Zhang et al, 2021).

Отметим, что задаваемые в этом случае в качестве исходной информации для моделирования гидрографа прорывного паводка имеют упрощенную треугольную форму и задаются в предположении о возможном объёме прорывного паводка и времени прорыва, что не всегда отражает реальные условия протекания процесса (Раимбеков и др., 2021; Zhang et al, 2021).

В работе (Wang et al, 2008) для ранее прорывавшихся приледниковых моренных озёр, расположенных в Китайских Гималаях приводится сравнение результатов расчетов расходов воды, выполненных по модели BREACH (Freed, 1998) и по эмпирическим формулам разных авторов (Popov, 1991; Evans, 1986; Walder, O'Connor, 1997; Huggel et al, 2002; Costa, Shuster, 1988; Clague, Evans, 2000), которое позволило установить какие эмпирические формулы лучше всего использовать для расчёта гидрографа прорывного паводка. Ошибка при расчёте максимального расхода воды по модели BREACH оказалась наименьшей по сравнению со значениями расходов воды, полученных по эмпирическим формулам. Подобный подход был использован в исследованиях немецких учёных (Mergili et al, 2011) при моделировании движения прорывных паводков потенциально прорывоопасных озёр Памира (Таджикистан). Моделирование проводилось с учётом разных сценариев развития событий прорыва с использованием моделей RAMMS и FLO-2D. В качестве начальных условий в модель RAMMS задавался максимальный расход воды, рассчитанный на основе эмпирических формул по (Evans, 1986; Costa, 1988; Costa, Schuster, 1988; Manville, 2001; Huggel et al, 2004), и объём прорыва при этом расходе, а в модель FLO-2D - рассчитанный входной гидрограф прорыва. При сравнении результатов моделирования

между собой был сделан вывод о том, что модель FLO-2D лучше воспроизводит процесс прорыва.

В ряде работ сначала моделируется гидрограф прорывного паводка, а затем выполняется моделирование движение потока (селя) по долине с использованием другой модели. Так, например, в (Maskey et al, 2020) моделирование гидрографа прорывного паводка выполнялось с использованием модели NWS-BREACH, а построение карт затопления территорий проводилось в двумерной модели HEC-RAS. В работе китайских и английских учёных моделирование прорывного паводка моренного озера Chongbaxia Tsho (Восточные Гималаи) проводится с использованием физически обоснованной численной модели DL Breach. Полученный гидрограф прорыва использовался в качестве начальных условий в математической модели, основанной на уравнении мелкой воды, для моделирования движения волны прорыва (Nie et al, 2020).

В статье (Юдина, 2022) рассматривается применение цепочки математических моделей (модель прорыва озера, транспортно-сдвиговая модель селеобразования и модель FLO-2D) для расчёта селевого потока для случая прорыва озера Бодомдара Нижнее (Таджикистан). Для математического моделирования сначала использовалась программа FLOVI, разработанная автором статьи, и которая объединяет в себе модель для расчёта гидрографа прорыва озера через внутриледниковый канал, разработанную Ю.Б. Виноградовым, и транспортно-сдвиговую модель селеобразования. Программа FLOVI позволяет получить гидрограф прорыва и гидрограф селевой волны, которые используются как входные данные для расчёта характеристик селевого потока в гидродинамической модели FLO-2D.

В некоторых научных работах математическое моделирование гидрографа прорывного паводка, образующегося при прорывах озёр, выполняется с использованием модели Ю.Б. Виноградова (Виноградов, 1977), в основе которой лежат уравнения, описывающие образование внутриледникового канала. Модель предназначена для моделирования прорывов озёр, подпруженных ледником. На основе модели Ю.Б. Виноградова был рассчитан гипотетический прорыв озера Башкара по внутриледниковому туннелю в той части озера, которая подпружена ледником (Гнездилов и др, 2007). Максимальный смоделированный расход прорывного паводка составил  $123.5 \text{ м}^3/\text{с}$  через 4.5 часа после начала прорыва. При реальном прорыве озера Башкара 1 сентября 2017 года оценочный максимальный расход составил  $600 \text{ м}^3/\text{с}$ , что гораздо выше смоделированного расхода воды. Ограничением применения модели Ю.Б. Виноградова является то, что озеро не всегда может быть подпружено ледником или перемычкой, внутри которой распространено большое количество погребённого льда. Если плотина сложена рыхлым обломочным моренным материалом, то моделирования прорыва эта математическая модель не может быть использована.

Отметим программный комплекс STREAM-2D CUDA (Алексюк, Беликов, 2017), который основан на двумерной системе уравнений Сен-Венана и моделирует прорыв грунтовой плотины с учётом неоднородного состава грунта (задаётся произвольное количество фракций). Апробация математической модели проводилась на результатах лабораторных экспериментов, которая показала, что результаты моделирования хорошо согласуются с экспериментальными данными. Программный комплекс хорошо зарекомендовал себя при выполнении расчётов прорывных паводков искусственных грунтовых плотин (Васильева, 2021). Однако данная математическая модель не использовалась для расчётов характеристик прорывных паводков при прорывах моренных озёр.

В работе (Begam et al, 2018) для моделирования прорывного паводка моренно-подпрудного озера в результате перелива используется интегрированная модель, верификация которой была выполнена сначала на физических экспериментах прорывов грунтовой плотины, после чего моделирование проводилось на реальном моренном озере, расположенном в горах Таджикистана.

### **1.5. Выводы по главе**

Проведённый анализ опубликованных отечественных и зарубежных научных работ показал отсутствие методик расчёта характеристик волны прорывного паводка, образующихся при прорывах озёр, подпруженных моренной плотиной, которые бы включали в себя несколько механизмов прорыва озера и учитывали неоднородный состав моренной перемычки.

Наиболее используемыми в настоящее время для моделирования движения волны прорывных паводков являются гидродинамические модели FLO-2D, RAMMS и HEC-RAS, в которых в качестве начальных и граничных условий вводится входной гидрограф прорывного паводка в створе плотины. Однако в этих моделях гидрограф прорыва не рассчитывается, а задаётся схематически или рассчитывается по упрощённым формулам, не учитывающим процесс разрушения плотины, что является их ограничением. Схематизация гидрографа не учитывает морфометрические характеристики водоёмов, характеристики моренного грунта, из которого сложены подпруживающие перемычки, эролируемость грунта и триггерные механизмы, в результате которых произошёл прорыв, что снижает физическую обоснованность расчётов. Отечественная гидродинамическая модель STREAM-2D CUDA (Алексюк, Беликов, 2017) моделирует волну прорыва с учётом неоднородного состава грунта и хорошо зарекомендовала себя при расчётах волны прорыва при авариях на искусственных плотинах, однако данная модель не использовалась для моделирования прорывного паводка, образующегося при разрушении перемычек моренных и приледниковых озёр.

Также было установлено, что изучению развития высокогорных моренных и приледниковых водоёмов, а также описанию их гидрологического режима уделяется крайне мало

внимания ввиду недостаточной изученности горных территорий, и, следовательно, отсутствия данных наблюдений. В то же время, описание стадий развития моренных водоёмов, и главным образом особенностей уровня режима озёр разных стадий, позволило бы получить более подробную информацию о водоёме и оценить его дальнейшее развитие, в том числе определить его потенциальную прорывоопасность, информация о которой является необходимой в условиях происходящего изменения климата и интенсивного освоения горных районов.

## **Глава 2. Методика расчёта характеристик прорывного паводка, образующегося при прорыве моренного озера**

### **2.1. Формирование прорывного паводка при прорывах моренных озёр**

Моренные перемычки, подпруживающие приледниковые моренные озёра, относятся к числу слабых естественных плотин. Материал, из которого состоит большинство моренных дамб, илистый, песчаный, валунный с минимальным содержанием глины. Большинство моренных плотин имеют крутые склоны (некоторые превышают  $40^\circ$ ) (Awal et al, 2011).

Моренное озеро поддерживает баланс между поступлением талой воды в него и фильтрацией воды через тело плотины. В тёплое время года, когда величина поступающих в озеро талых вод возрастает, происходит повышение уровня воды в озере за счёт того, что вода не успевает фильтроваться через морену с той скоростью, с которой талые воды поступают в озеро (Liu et al, 2013). Кроме того, повышение уровня воды в водоёме может быть обусловлено попаданием в озеро ледяных глыб или каменных валунов. Наиболее распространёнными причинами прорывов являются переполнение водоёма и фильтрация воды через тело плотины (Costa, Schuster, 1988).

Прорывной паводок, образующийся при прорыве таких объектов, представляет серьёзную опасность для территории, находящейся ниже по течению, часто вызывая селевые потоки.

Общими триггерами для запуска механизма прорыва моренного озера могут являться:

- Таяние ледяного ядра в моренной перемычке, которое приведёт к уменьшению устойчивости плотины.
- Интенсивное поступление талых ледниковых вод или выпадение большого количества осадков, в результате которых будет происходить рост величины объёма воды в озере. Увеличение объёма водоёма будет сопровождаться увеличением уровня воды. При повышении уровня воды в озере до отметки гребня моренной дамбы могут произойти переполнение озера и последующий перелив воды через гребень, либо интенсивная фильтрация воды через тело моренной перемычки.
- Прорыв моренного озера, расположенного выше (в случае каскада водоёмов), может привести к переполнению озера в результате поступления в озеро большого объёма воды.
- Динамическое движение ледяных глыб, снежных лавин и оползней, обвалы моренного материала и крупных валунов могут повлиять на устойчивость моренной перемычки.

Анализ опубликованных научных исследований показал, что чаще всего триггерными механизмами прорыва являются образование фильтрационного канала в теле моренной плотины



и перелив воды через её гребень в результате переполнения водоёма (Grabs, 1993; Liu et al, 2013), поэтому они более подробно рассмотрены в настоящем исследовании.

### *Процесс эрозии моренной плотины при переливе*

Процесс разрушения моренной перемычки при переливе происходит следующим образом: образуется течение воды по телу моренной плотины (рис. 2.1). Если величина скорости образовавшегося потока больше неразмывающей скорости, то поток начнёт размывать подпруживающую перемычку и выносить моренный материал, что будет означать начало прорыва (Liu et al. 2013). В результате эрозии моренной плотины водой начинается её разрушение и образуется начальный проран небольшого размера в том месте, где моренный материал наиболее рыхлый. Профиль прорана при прорыве моренного озера будет зависеть от продолжительности перелива воды и характеристик материала плотины, из которого она сложена. По результатам эксперимента, приведённым в работах (Zhong-xin et al, 2004; Liu et al, 2013), было выявлено, что начальный проран формируется в верхней части плотины, в середине гребня, где наблюдается максимальное давление воды. Если продолжительность перелива мала, то эрозия будет слабой и развитие прорана будет происходить медленно.

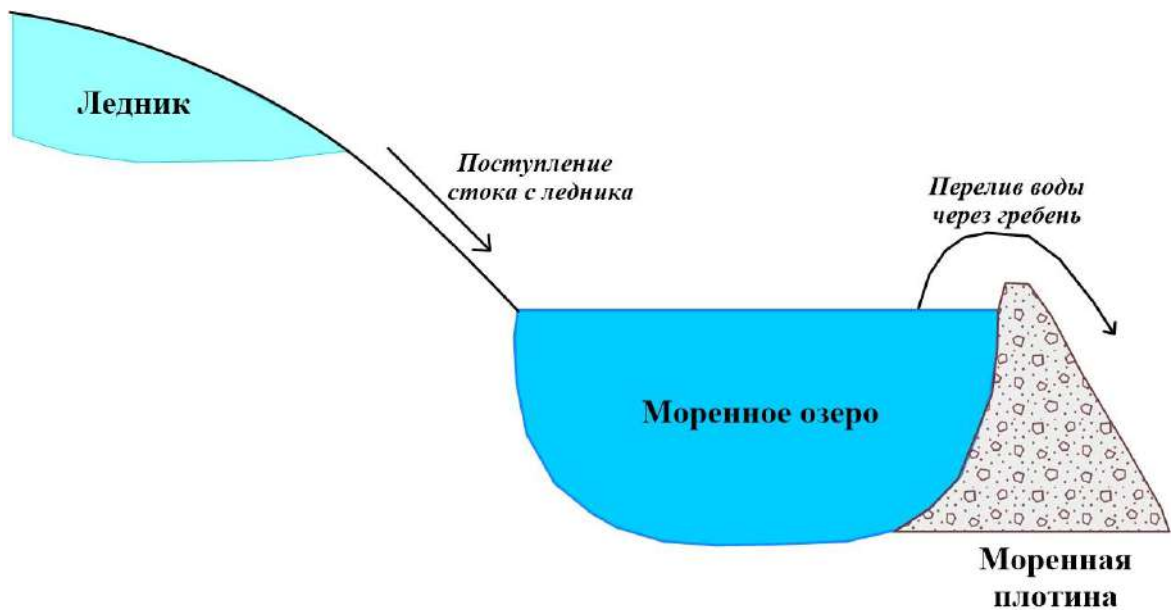


Рис. 2.1. Прорыв моренного озера в результате перелива воды через гребень.

### *Процесс эрозии моренной плотины при образовании фильтрационного канала*

При формировании фильтрационного канала в теле моренной плотины процесс её разрушения следующий (рис. 2.2): просачивание воды в тело моренной перемычки становится причиной намокания моренного материала и постепенного ослабления сил сцепления частиц материала, из которого сложена плотина. Это является причиной внутренней эрозии плотины, в результате которой образуются дренажные каналы, заполненные озёрной водой. Вода будет накапливаться в теле дамбы до того момента, пока не произойдёт образование прорана и

последующий прорыв. При прорыве вода начнёт вытекать из озера по образовавшемуся каналу стока и размывать тело плотины, вынося моренный материал вместе с потоком. Часть моренной перемычки, расположенная выше прорана в результате размыва будет становиться неустойчивой, что приведёт к её сползанию или обрушению и последующему формированию прорывного паводка (Liu et al, 2013, Neupane et al, 2019).

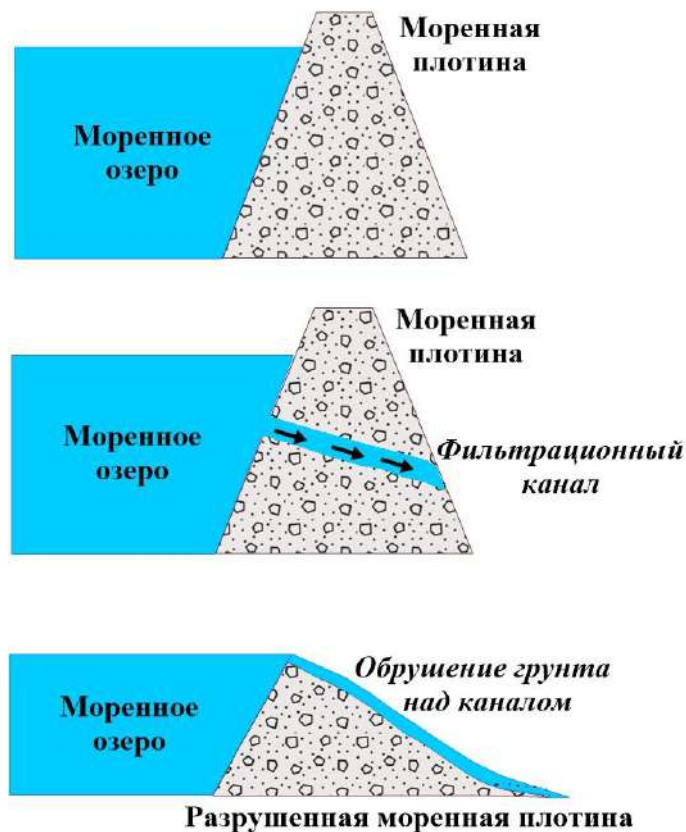


Рис. 2.2. Этапы разрушения моренного озера в результате размыва фильтрационного канала.

## 2.2. Неоднородный состав моренных плотин

Исследование моренных отложений и их изменение во времени представляет собой значительный интерес с точки зрения геологии, палеогеографии, гляциологии и гидрологии. Гранулометрический состав морен характеризуется многофракционностью, несортированностью материала, выражающей отсутствие механической дифференциации составных частей. В целом морены сложены несортированными рыхлыми обломками горных пород, чаще всего валунами, супесями, суглинками.

С гидрологической точки зрения наиболее интересным является анализ структуры и состава моренных отложений, слагающих подпруживающую перемычку приледниковых и моренных озёр, про причине того, что внутренняя структура моренной плотины является важным звеном в изучении прорывных паводков и их прогнозировании, так как от состава и структуры плотины зависит процесс её возможного разрушения. При всех сценариях развития прорыва необходимо получить подробную информацию о внутренней структуре подпруживающей

перемычки, гранулометрическом составе частиц, распределению по глубине разных по размеру частиц, так как от этого зависит время и скорость размыва плотины, которые влияют на величины расходов воды. Размер частиц материала морены варьируется от крупнозернистых песков (примерно 0.5–1 мм) до крупных валунов ( $> 1000$  мм).

Чаще всего подпруживающая озеро моренная перемычка является конечной мореной. Конечная морена обычно имеет форму гряды, правильной дугой оконтуривающей конец ледника, и которая образуется при стабилизации конца ледника или его медленном движении. В горных ледниках накопление обломочного материала перед концом ледника путём осыпания определяет отсутствие элементарной ориентировки в расположении обломков морены. Обломочный материал не имеет ни слоистости, ни сортировки, крупные глыбы перемешаны с ледниковыми отложениями разных форм и размеров (Ивановский, 1981).

Для изучения внутренней структуры моренной плотины часто используются метод георадиолокации и электрического зондирования, которые позволяют выяснить из чего сложена моренная перемычка по величинам удельного сопротивления. В работе (Ohashi et al., 2012) приведены результаты электрического зондирования перемычек, подпруживающих моренные озёра. Результаты показывают, что разный материал (влажный, сухой, с включением ядер погребённого льда) имеет разное удельное сопротивление. Так, погребённый лёд имеет самое высокое значение удельного сопротивления.

Для конечных морен Алтая характерным является отличие в морфологии и состава морен древних стадий от более молодых – голоценовых. Молодые морены имеют небольшую протяжённость, высота валов не превышает 20-30 м. Молодые моренные валы сложены крупными обломками, щебнем и суглинком.

Незначительное количество ледникового ила в молодых моренах может зависеть от небольшого размера ледника, который не успевает перетереть большое количество породы. Также малое количество тонкодисперсного материала наблюдается у ледников, не имеющих заметных перегибов ложа (Ивановский, 1962). Небольшие ледники с крутым падением или зажатые в очень узких долинах дают мелкозернистого материала значительно больше. Если сравнивать между собой небольшие ледники, то те ледники, которые расположены в очень узких скалистых долинах с крутым падением, поставляют мелкозема гораздо в большем количестве.

У морен малого ледникового периода дистальные склоны фронтальных валов круты и прямолинейны, подошвы чёткие и неразмытые. Этот случай характерен для конечно-моренных комплексов, у которых фронтальный вал не размывает ледниковым водотоком, сток происходит путём фильтрации через морену (Паржаюк, 1997).

Так как моренная перемычка, подпруживающая озеро, может содержать в себе ядра погребённого льда, то важным вопросом становится установить наличие ядра в теле плотины.

Косвенным признаком присутствия мёртвого льда в перемычке является холмисто-моренный рельеф. При таянии ядер льда происходит перераспределение моренного материала, в результате которого формируется инверсионный рельеф (Марков, 1955).

Так как явно выраженная структурированность и разделение на фракции в моренной перемычке отсутствуют, то предложен новый подход к учёту неоднородного состава подпруживающей плотины при расчёте характеристик прорывного паводка, образующегося при прорыве моренного озера.

Подход основан на результатах, полученных в рамках комплексных географических экспедиций Института наук о Земле Санкт-Петербургского государственного университета. В 2019, 2021, 2022 и 2023 гг. автор работы сама принимала участие в полевых исследованиях. В рамках полевых работ проводилось визуальное обследование моренных отложений, из которых сложены подпруживающие перемычки, и отбирались пробы грунта на определение гранулометрического состава. Нестабильные моренные озёра, которые имеют активную временную динамику, являются молодыми озёрами, формирующимися при отступании ледника на молодых моренных отложениях и на моренах малого ледникового периода, которые отличаются от более старых и древних морен отсутствием устойчивости (рис. 2.3, 2.4).



Рис. 2.3. Фотографии моренных перемычек озера Барсова (а), Гачи-Коль (б) и моренных отложений северного склона Таван-Богдо-Ола (в). Фото *Распутиной В.А.* и *Банцева Д.В.*



Рис. 2.4. Фотографии моренных отложений «малого ледникового периода» (молодые морены).  
Фото Банцева Д.В.

Согласно выполненному анализу структуры молодых моренных отложений (рис. 2.3 и 2.4), было выявлено, что основная часть перемычки представляет собой насыпь, сложенную мелкозернистым материалом (супесь, суглинок). Гребень и фронт моренной перемычки покрыт крупными валунами разных размеров (10-100 см) (рис. 2.3а,б). Аналогичная структура морен представлена на других фотографиях (рис 2.3в, 2.4а,б,в).

Таким образом, можно полагать и принимать, что практически вся моренная перемычка состоит из перемешанного мелкозернистого материала (супесь, суглинок, гравий). Гребень плотины может быть покрыт валунами. Для этого случая была предложена новая схема размыва моренной перемычки (рис. 2.5).

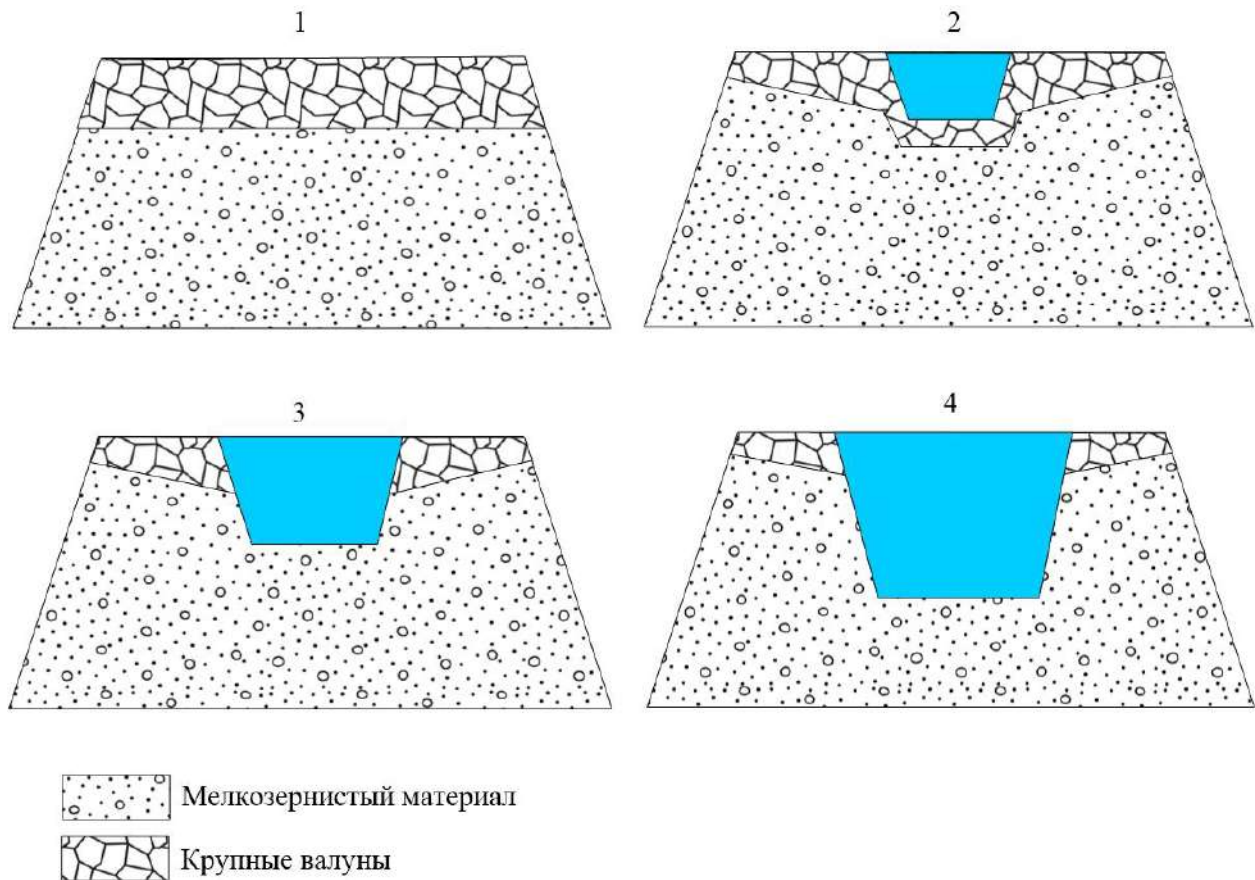


Рис. 2.5. Этапы формирования прорана в теле моренной перемычки в случае, когда гребень перекрыт крупными валунами.

В случае переполнения водоёма начинается перелив воды через гребень плотины. Так как гребень плотины покрывают валуны, между которыми имеются обширные пространства и щели, то вода начинает просачиваться через эти щели между валунами пока не достигнет мелкозернистой фракции. В этом случае классического размыва в результате перелива воды, как на искусственный грунтовых плотинах, не происходит, а возникает разрушение перемычки путём образования канала под валунными нагромождениями (другой вариант разрушения в результате формирования фильтрационного канала (piping)).

Затем происходит размыв мелкозёма и его вынос, что приводит к формированию прорана. При этом валуны, которые находятся над этим прораном, в начале размыва оседают на дне прорана, а затем при достижении высоких скоростей течения поток воды может их выносить.

Так как мелкая фракция моренных отложений может содержать в себе суглинки, супесь, гравий и т.д. каждой отдельной фракции соответствует своя скорость эрозии  $E(t)$  (Hanson, Simon, 2001; Attal et al., 2011), которая зависит от величины сдвигового напряжения  $\tau(t)$ , инициированного водным потоком и от величины критического сдвигового напряжения  $\tau_c$ .

Содержание в моренной перемычке супеси, суглинка, гравия может быть в разных процентных соотношениях, в этом случае требуется отбирать пробу грунта на определение гранулометрического состава в разных точках подпруживающей плотины, чтобы получить среднее содержание каждой фракции в теле перемычки в долях от 1 ( $C_{cons}$ ). Путем ввода для каждой фракции своих характеристик грунта (удельного веса  $\gamma_s$ , индекса пластичности  $\xi$ , коэффициента шероховатости  $n_s$  и коэффициента Стиклера  $n$ , пористости  $\zeta$  и содержания глины  $N$ ) определяются сдвиговые напряжения, инициирующиеся потоком воды  $\tau$ , критические сдвиговые напряжения  $\tau_c$ , коэффициенты эрозии  $K$ , которые в свою очередь определяют сдвиговое напряжение воды и скорость эрозии для каждой фракции (количество фракций может быть от 1 до  $N$ ):

$$\tau(t)_{i=1} = \rho_w g R(t) S(t)_{i=1}$$

.

.

$$\tau(t)_{i=N} = \rho_w g R(t) S(t)_{i=N},$$

так как удельный вес  $\gamma = \rho g$ , то формула может быть переписана как:

$$\tau(t)_{i=1} = \gamma_w R(t) S(t)_{i=1} \quad (2.1)$$

.

.

$$\tau(t)_{i=N} = \gamma_w R(t) S(t)_{i=N}$$

$\gamma$  – удельный вес воды,  $S(t)$  - энергетический уклон, который также определяется для каждой отдельной фракции.

Также для всех фракций в моренном материале рассчитывается критическое сдвиговое напряжение:

$$\tau_{c_{i=1}} = 6.8 \xi_{i=1}^{1.68} n_{i=1}^{-1.73} \zeta_{i=1}^{-0.97} \quad (2.2)$$

.

.



$$\tau_{c_{i=N}} = 6.8 \xi_{i=N}^{1.68} \kappa_{i=N}^{-1.73} \zeta_{i=N}^{-0.97},$$

после чего определяется значение скорости эрозии для каждой фракции:

$$E(t)_{i=1} = K_{i=1} [\tau(t)_{i=1} - \tau_{c_{i=1}}] \quad (2.3)$$

.

.

$$E(t)_{i=N} = K_{i=N} [\tau(t)_{i=N} - \tau_{c_{i=N}}]$$

Затем рассчитывается результирующая скорость эрозии и последующее увеличение прорана. Результирующая скорость эрозии выражается из сумм скоростей эрозии для каждой фракции:

$$E_{sum}(t) = E(t)_{i=1} + \dots + E(t)_{i=N} \quad (2.4).$$

В начальные моменты времени скорости потока воды имеют небольшие величины, при которых вымываться могут не все частицы грунта, а только те, чьё критическое сдвиговое напряжение меньше сдвигового напряжения воды. И какая доля этих выносящихся водой частиц содержится в моренной перемычке, настолько же и происходит расширение и углубление прорана.

### **2.3. Описание методики расчёта характеристик прорывного паводка с учётом неоднородного состава моренной перемычки в результате размыва фильтрационного канала и перелива через гребень**

Настоящая методика основывается на следующих представлениях о формировании прорывного паводка. Длительный высокий уровень воды может стать причиной фильтрации воды через тело моренной перемычки. Просачивающаяся через тело подпруживающей плотины вода приводит к ослаблению сил сцепления материала, из которого сложена перемычка. Моренная перемычка имеет неоднородную структуру, которая влияет на размыв и на максимальный расход воды. Просачивание воды через слой грунта приводит к выносу частиц этим потоком, формируя фильтрационный канал и инициируя начало прорыва плотины. Причем в начальный момент времени скорости потока воды имеют небольшие величины, при которых вымываться могут не все частицы грунта, а только те, чьё критическое сдвиговое напряжение меньше сдвигового напряжения воды. И какая доля этих выносящихся водой частиц содержится в моренной перемычке, на эту долю относительно единицы и происходит расширение и углубление канала. Формирование канала происходит в центральной части дамбы, и принимается, что канал имеет круглую форму. На начальный момент времени диаметр канала имеет малое значение. По мере разрушения происходит увеличение размеров образовавшегося канала, в результате чего увеличивается его пропускная способность и, как следствие, увеличение расходов воды. При увеличении скоростей потока и соответственно увеличении

скорости эрозии происходит постепенное расширение канала до момента пока ширина (диаметр) канала не достигнет критического значения, равного  $1/5$  от напора воды, так как образованная арка не может выдержать верхний свод грунта (Протождьяконов, 1931). При достижении этого критического значения будет происходить обрушение части дамбы, которая находится выше канала, и дальнейший вынос этого обвалившегося грунта потоком воды. После чего расчёт осуществляется как для перелива.

Последующее разрушение моренной перемычки осуществляется путем перелива воды с момента, когда произошло обрушение грунта. Поток воды концентрируется в месте формирования прорана, и вода устремляется в него. Вода из озера начинает течь через образовавшийся открытый канал. Разрушение перемычки и развитие прорана происходит сверху вниз неравномерно по причине неравномерного распределения скоростей потока по глубине.

Предложенная методика отличается от разработанных ранее другими авторами тем, что при достаточно простом подходе к вычислению скоростей потока (формула поверхностного водослива) авторами тем не менее учитывается распределение скоростей по глубине, что в значительной мере влияет на процесс разрушения тела плотины при переливе, а также учитывается неоднородный состав моренных отложений.

### **Уравнение водного баланса**

Запишем уравнение водного баланса для водоёма в случае прорыва в следующем виде:

$$\Delta V = \Delta t(Q_{IN} - Q_B - Q_S),$$

или, переходя к бесконечно малым величинам,

$$\frac{\partial V}{\partial t} = Q_{IN}\Delta t - Q_B\Delta t - Q_S\Delta t, \quad (2.5)$$

Где  $Q_B(t)$ ,  $Q_{IN}(t)$  и  $Q_S(t)$  – это переменные во времени расход воды через проран, расход воды притока, поступающего в водоём, и расход воды через водосбросы соответственно,  $\Delta V(t)$  изменение объёма водоёма за время  $\Delta t$ .

### **Расчёт через фильтрационный канал**

#### ***Расход воды через фильтрационный канал***

Принимается, что фильтрационный канал имеет круглую форму и полностью заполнен водой. Расход воды через канал по времени будет рассчитываться как:

$$Q_f(t) = \omega_f(t)v_f(t) \quad (2.6)$$

где  $\omega_f(t)$  - площадь фильтрационного канала, которая равна  $\frac{\pi D(t)^2}{4}$ , где  $D(t)$  – диаметр канала.

Скорость рассчитывается согласно (Chen et al., 2019) как  $v_f(t) = \sqrt{\frac{2g(z_w(t) - z_{pip})}{h_f(t)}}$ , где  $g$  – ускорение свободного падения,  $z_w(t)$  - отметка поверхности воды потока,  $z_{pip}$  – отметка центра канала,

$h_f(t)$  - потери напора по длине, которые рассчитываются как  $h_f(t) = \sqrt{1 + \frac{f(t)L}{4R(t)}}$ , где  $L$  – длина канала,  $R(t)$  – гидравлический радиус канала,  $f(t)$  – параметр, зависящий от трения и рассчитывается как  $f(t) = \frac{8gn_s^2}{R(t)^{1/3}}$ , где  $n_s$  – коэффициент шероховатости.

### **Расчёт скоростей эрозии и развитие канала**

Расчёт скорости эрозии и транспортировки осадков водным потоком осуществляется согласно подходам (Hanson, Simon, 2001; Chang, Zhang, 2010; Attal et al., 2011), в которых скорость эрозии  $E(t)$  определяется сдвиговым напряжением на эродируемой поверхности  $\tau(t)$ , инициируемым водным потоком, причем эрозия имеет место только в том случае, когда превышено некоторое пороговое значение сдвигового напряжения  $\tau_c$  скорости эрозии:

$$E(t) = K[\tau(t) - \tau_c], \quad (2.7)$$

где  $K$  – коэффициент эрозии,

$$K = \frac{10\rho_w}{\rho_s} \exp\left\{-0.121\aleph^{0.406} \left(\frac{\rho_s}{\rho_w}\right)^{3.1}\right\}, \quad (2.8)$$

где  $\rho_s$  – плотность материала, из которого сложена плотина,  $\rho_w$  – плотность воды,  $\aleph$  - доля содержания глины в грунте, из которого сложена плотина.

Для учёта неоднородности структуры моренной перемычки при расчете прорыва необходимо сначала определить сколько всего фракций содержится в составе морены, и какая доля  $S_{cons}$  каждой фракции содержится в моренной перемычке (задать это содержание в долях). Путем ввода для каждой фракции своих характеристик грунта (удельного веса  $\gamma_s$ , индекса пластичности  $\xi$ , коэффициента шероховатости  $n_s$  и коэффициента Стиклера  $n$ , пористости  $\zeta$  и содержания глины  $N$ ) определяются сдвиговые напряжения, инициируемые потоком воды  $\tau$ , критические сдвиговые напряжения  $\tau_c$ , коэффициенты эрозии  $K$ , которые в свою очередь определяют сдвиговое напряжение воды и скорость эрозии для каждой фракции (количество фракций может быть от 1 до  $N$ ):

$$\tau(t)_{i=1} = \rho_w g R(t) S(t)_{i=1}$$

·

·

$$\tau(t)_{i=N} = \rho_w g R(t) S(t)_{i=N}$$

так как удельный вес  $\gamma = \rho g$ , то формула может быть переписана как:

$$\tau(t)_{i=1} = \gamma_w R(t) S(t)_{i=1} \quad (2.9)$$

·

·

$$\tau(t)_{i=N} = \gamma_w R(t) S(t)_{i=N}$$

$\gamma$  – удельный вес воды,  $S(t)$  - энергетический уклон, который определяется для средней скорости и рассчитывается по следующему соотношению также для каждой фракции:

$$S(t)_{i=1} = \bar{v}^2 n_{i=1}^2 [R(t)]^{-4/3} \quad (2.10)$$

·

·

$$S(t)_{i=N} = \bar{v}^2 n_{i=N}^2 [R(t)]^{-4/3}$$

где  $\bar{v}$  – средняя скорость потока воды, которая определяется как  $\bar{v} = \sqrt{2g(z_W - z_B)}$ ;  $n$  – коэффициент Стиклера, зависящий от крупности частиц грунта, характеризуется значениями в интервале от 0.01 до 0.05 и определяется соотношением  $n = (0.15/\sqrt{g})k^{1/6}$ , где  $k$  – крупность частиц грунта.

Воспользуемся для определения критического сдвигового напряжения  $\tau_c$ , рассчитывающегося для каждой фракции грунта, соотношением, предложенным в (Attal et al, 2011):

$$\tau_{c_{i=1}} = 6.8 \xi_{i=1}^{1.68} \aleph_{i=1}^{-1.73} \zeta_{i=1}^{-0.97} \quad (2.11)$$

·

·

$$\tau_{c_{i=N}} = 6.8 \xi_{i=N}^{1.68} \aleph_{i=N}^{-1.73} \zeta_{i=N}^{-0.97}$$

где  $\xi$  – индекс пластичности грунта, % (характеристика, отражающая способность грунта удерживать воду, для супесей изменяется в пределах 1-7%, для суглинков 7-17%, для глин больше 17%), из которого сложена плотина,  $\zeta$  – пористость грунта.

Расчёт скорости эрозии определялся для каждого выделенного N количества фракции:

$$E(t)_{i=1} = K_{i=1} [\tau(t)_{i=1} - \tau_{c_{i=1}}] \quad (2.12)$$

·

·

$$E(t)_{i=N} = K_{i=N} [\tau(t)_{i=N} - \tau_{c_{i=N}}].$$

Результирующая скорость эрозии выражается из сумм скоростей эрозии для каждой фракции:

$$E_{sum}(t) = E(t)_{i=1} + \dots + E(t)_{i=N} \quad (2.13)$$

Значения приращений линейных размеров канала  $l(t)$  определялись по формуле:

$$l(t) = E_{sum}(t) \Delta t \quad (2.14)$$

Диаметр канала рассчитывается как:

$$D(t)_i = D(t)_{i-1} + l(t)_i \quad (2.15)$$

После того, как определён новый диаметр канала, то определяется новая площадь поперечного сечения канала  $\omega_{f_{i+1}}$ .

Отметка воды  $z_w(t)$  определяется по объёмной кривой водоёма, которая предполагается известной, например, по результатам батиметрической съёмки, с учётом вытекшей воды и с учётом возможного пополнения водоёма:

$$z_w(t) = \mathbb{F} \left( \int_{t_0}^t [Q_{IN}(t) - Q_B(t) - Q_S(t)] dt \right) \quad (2.16).$$

Как только ширина канала (диаметр) достигнет критического значения равного 1/5 от напора воды, то произойдет обрушение материала, находящегося над каналом, его вынос водным потоком, после чего расчёт будет осуществляться как для перелива.

### **Расчёт при переливе**

#### ***Расход воды через проран***

В качестве допущения примем, что течение воды через проран близко по параметрам к течению воды через водослив с широким порогом и начальное поперечное сечение прорана после обрушения грунта над каналом имеет прямоугольную форму. Исходя из этого, для определения расхода воды через проран в каждый момент времени  $t$ ,  $t > t_0$ , где  $t_0$ - начальный момент времени, используется уравнение:

$$Q_B(t) = \mu \omega(t) \sqrt{2gH(t)}, \quad (2.17)$$

где  $\omega(t)$  - площадь поперечного сечения потока в проране;  $\mu$  - коэффициент расхода, зависящий от типа водослива и условий его работы, изменяется в широком диапазоне ( $\mu = 0,3 \div 0,6$ );  $g$  - ускорение свободного падения;  $H$  - напор воды, равный разности отметок поверхности воды в потоке  $z_w(t)$  и дна прорана  $z_B(t)$  (рис. 2.6):

$$H(t) = z_w(t) - z_B(t) \quad (2.18)$$

Подставляя выражение (2.18) в уравнение (2.17), получаем уравнение для определения расхода воды через проран на каждый момент времени:

$$Q_B = M \omega(t) \sqrt{z_w(t) - z_B(t)}, \text{ где } M \equiv \mu \sqrt{2g}. \quad (2.19)$$

Соотношение для расчета  $\omega(t)$  зависит от того, каким образом будет аппроксимирована форма поперечного сечения потока через проран, иными словами, как будет происходить развитие прорана. При моделировании чаще всего его форму аппроксимируют треугольником или трапецией (Zhong et al, 2018).

Если  $D_T$  и  $D_B$  - ширина прорана в верхней и нижней части, а  $z_C$  - отметка гребня плотины, то площадь поперечного сечения потока  $\omega(t)$  и прорана  $\Omega(t)$  на каждый момент времени можно представить как:

$$\omega(t) = \frac{D_T(t)+D_B(t)}{2} (z_W - z_B), \quad (2.20)$$

$$\Omega(t) = \omega(t) + D_T(z_C - z_W), \quad (2.21)$$

Тогда,

$$Q_B = M \frac{D_T(t)+D_B(t)}{2} (z_W - z_B)^{3/2},$$

или

$$Q_B = M \frac{D_T(t)+D_B(t)}{2} (F(V(t)) - z_B)^{3/2} \quad (2.22)$$

Приращение линейных размеров прорана, вызванные донной эрозией  $\Delta l_B(t)$ , меньше, чем у его боковых частей  $\Delta l(t)$ , поскольку скорость в придонном слое ниже среднего значения, используемого при расчёте  $\Delta l(t)$ . Для расчёта площади живого сечения потока  $\omega(t)$  на произвольный момент времени  $t, t > t_0$ , его форма аппроксимируется трапецией, как наиболее часто встречающаяся при описании форм проранов при прорывах (рис. 2.6а). В то же время, в процессе углубления прорана происходит подмыв боковых стенок и их обрушение, в результате чего поперечное сечение прорана принимает более сложную форму (рис. 2.6б). Практически это означает, что профиль прорана в пределах смоченного периметра остается трапецеидальным, а сверху – прямоугольным.

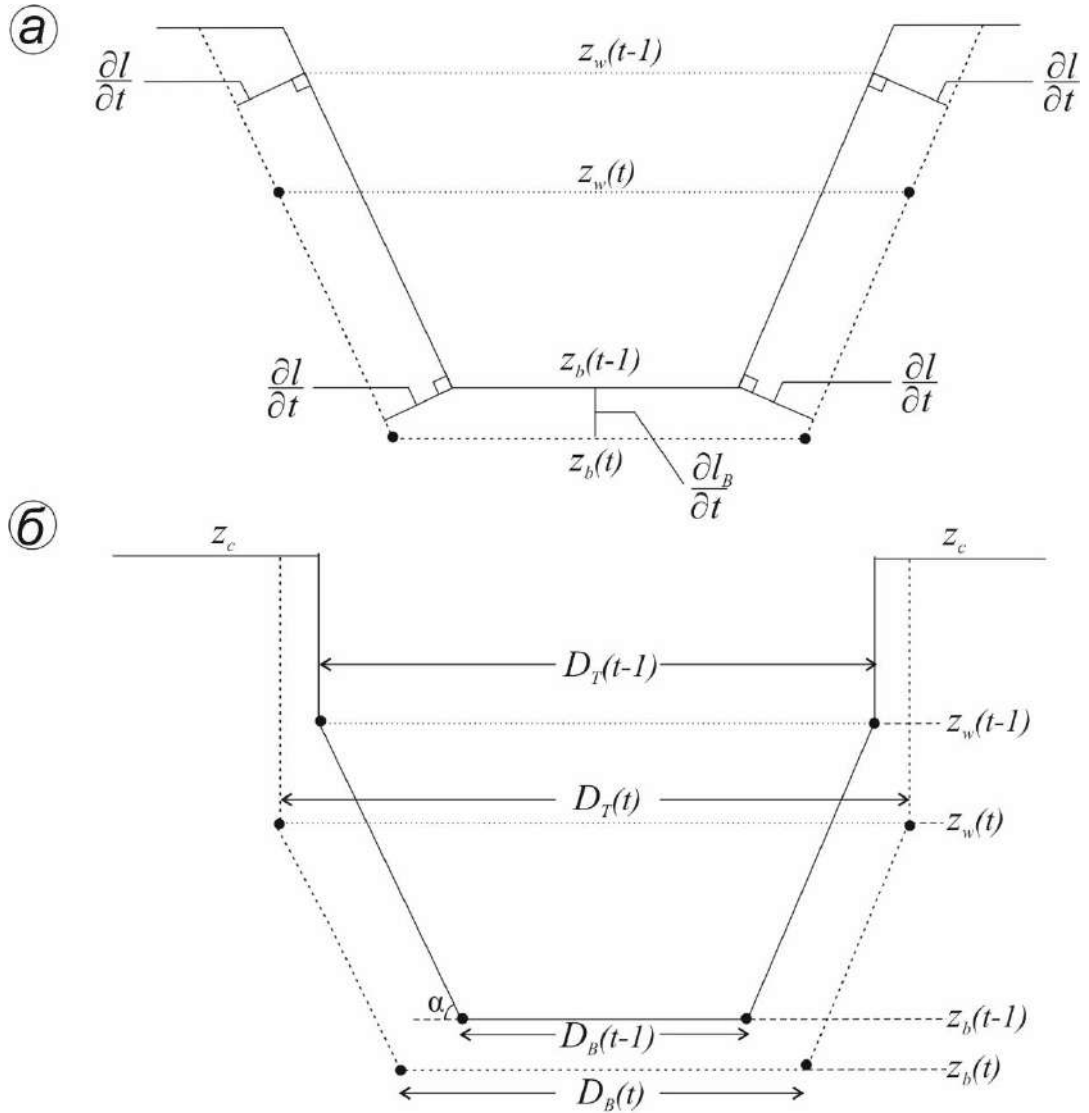


Рис. 2.6. Схема вычисления площади поперечного сечения потока (а) и площади прорана (б).  
 Обозначения:  $D_T(t)$  и  $D_B(t)$  - ширина прорана в верхней и нижней частях прорана соответственно,  
 $\frac{\partial l}{\partial t}$  - скорость денудации, соответствующая средней скорости потока,  $\frac{\partial l_B}{\partial t}$  - скорость денудации,  
 соответствующая донной скорости потока,  $z_w(t)$  и  $z_b(t)$  - отметка воды и отметка дна прорана.

Таким образом, с учётом (2.20), (2.21) и (2.22), скорость приращения площади прорана можно записать следующим образом:

$$\frac{\Delta \Omega}{\Delta t} = \left[ 2(z_c - \mathbb{F}(V(t))) + \sqrt{(D_T(t) - D_B(t))^2 + 4(\mathbb{F}(V(t)) - z_B(t))^2} \right] \frac{\Delta l}{\Delta t} + D_B(t) \frac{\Delta l_B}{\Delta t}. \quad (2.23)$$

Скорость приращения линейных размеров прорана, образованного в неоднородной плотине, равна скорости эрозии  $E(t)$ , которая определяется аналогично формулам (2.9) – (2.13) и является результирующим значением скоростей эрозии для каждой фракции, слагающей моренную перемычку.

Энергетический уклон  $S(t)$ , определяемый по формуле (2.10) при течении воды через проран при переливе рассчитывается как для средней скорости потока, так и для донной скорости

$V_B$ , которая вычисляется по уравнению Караушева (Быков, Васильев, 1970)  $v_B = \bar{v} \sqrt{1 - \frac{z}{R(t)} \left(0.57 + \frac{3.3}{c}\right)}$ , где  $z$  - глубина погружения точки,  $C$  - коэффициент Шези,  $R(t)$  - гидравлический радиус потока, рассчитываемый как:

$$R(t) = \frac{\omega(t)}{D_B(t) + \sqrt{(D_T(t) - D_B(t))^2 + 4(z_W - z_B)^2}},$$

или

$$R(t) = \frac{0.5(D_T(t) + D_B(t))(F(V(t)) - z_B)}{D_B(t) + \sqrt{(D_T(t) - D_B(t))^2 + 4(F(V(t)) - z_B)^2}} \quad (2.24).$$

Таким образом, выражение для приращения прорана имеет вид:

$$\frac{\partial l}{\partial t} = K\eta(F(V(t)) - z_B) \left[ \frac{D_B(t) + \sqrt{(D_T(t) - D_B(t))^2 + 4(F(V(t)) - z_B)^2}}{0.5(D_T(t) + D_B(t))(F(V(t)) - z_B)} \right]^{1/3} - \phi, \quad (2.25)$$

где  $\eta \equiv 2\rho_w g^2 n^2$  и  $\phi \equiv K\tau_c$

$$\begin{aligned} \frac{\partial l_B}{\partial t} = & K\eta[F(V(t)) - z_B(t)] \left[ \frac{D_B(t) + \sqrt{(D_T(t) - D_B(t))^2 + 4(F(V(t)) - z_B(t))^2}}{0.5(D_T(t) + D_B(t))(F(V(t)) - z_B(t))} \right]^{1/3} \times \\ & 1 - 0.95[F(V(t)) - z_B(t)] \left[ \frac{D_B(t) + \sqrt{(D_T(t) - D_B(t))^2 + 4(F(V(t)) - z_B(t))^2}}{0.5(D_T(t) + D_B(t))(F(V(t)) - z_B(t))} \right] \times \\ & \left[ 0.57 + 3.3n_s \left( \frac{0.5(D_T(t) + D_B(t))(F(V(t)) - z_B)}{D_B(t) + \sqrt{(D_T(t) - D_B(t))^2 + 4(F(V(t)) - z_B)^2}} \right)^{-1/6} \right] - \phi \end{aligned} \quad (2.26)$$

Скорости изменения элементов конфигурации прорана  $\frac{\partial l}{\partial t}$  и  $\frac{\partial l_B}{\partial t}$  зависят от постоянных для каждого объекта величин  $K$ ,  $\eta$ ,  $\phi$  и  $z_C$ , и определяются соотношениями (2.25) и (2.26), его изменяющимися линейными размерами  $D_T$ ,  $D_B$ ,  $z_B$ , а также уровнем воды  $z_W$ . Скорость изменения величин  $D_T$  и  $D_B$  определяются через  $\frac{\partial l}{\partial t}$  и  $\frac{\partial l_B}{\partial t}$  как

$$\frac{\partial D_T}{\partial t} = 2 \frac{\partial l}{\partial t}, \quad (2.27)$$

$$\frac{\partial D_B}{\partial t} = \frac{\partial l_B}{\partial t} \quad (2.28)$$

Скорость падения уровня воды и сам уровень воды  $z_W$  определяется по объёмной кривой  $z_W = F(V)$ .

Подставляя полученные соотношения в (2.20) и численно решая полученное уравнение, найдем конфигурацию профиля прорана в каждый момент времени, а с учётом (2.22) получим изменяющийся во времени расход через него.



Предложенные соотношения (2.5) – (2.28) были положены в основу компьютерной программы, написанной в среде MatLab. Блок-схема расчёта прорывного паводка при развитии фильтрационного канала представлена в Приложении 1, а блок-схема расчёта прорывного паводка при переливе – в Приложении 2.

Программа для расчёта прорывного паводка, образующегося при размыве фильтрационного канала с последующим обрушением грунта над каналом, и прорывного паводка, образующегося в результате перелива воды через гребень плотины, зарегистрирована в Реестре программ для ЭВМ (Распутина и Пряхина, 2022). Описание методики расчёта прорыва водоёма в результате перелива воды через гребень плотины было опубликовано в (Распутина и др., 2021с).

Для проверки методики расчёта на адекватность, а также для того чтобы установить к каким параметрам математическая модель наиболее чувствительна, проводился ряд численных экспериментов. Верификация и апробирование предложенного алгоритма расчёта проводились с использованием результатов физических экспериментов прорыва грунтовой плотины и опубликованных данных реальных прорывов моренных озёр.

#### **2.4. Выводы по главе**

Разработанная в рамках диссертационного исследования методика расчёта характеристик прорывного паводка основана на принципах гидравлики, эрозии и механики грунтов и, согласно классификации, приведённой в (Zhu et al, 2004), относится к физически обоснованным моделям формирования прорывного паводка. Главными преимуществами разработанного алгоритма расчёта в отличии от подобных существующих математических моделей являются:

1. учёт неоднородного состава моренной перемычки (подход к учёту неоднородности моренного грунта основан на результатах существующих опубликованных исследований и собственных полевых материалов);
2. учёт двух основных триггерных механизмов прорыва водоёма (перелив воды через гребень плотины и образование фильтрационного канала в её теле);
3. учёт изменения скорости потока в придонной части прорана (расчёт придонной скорости осуществляется по уравнению Караушева);
4. более сложная аппроксимация формы поперечного сечения прорана: при размыве прорана происходит обрушение грунта с его бортов, в результате чего форма прорана в пределах живого сечения потока остаётся трапецевидная, а сверху – прямоугольная (предложенная аппроксимация формы прорана по мнению автора более точно, чем традиционно используемые (треугольная и трапецевидная), отражает процесс его формирования).

Предложенный алгоритм расчёта был положен в основу компьютерной программы, написанной в среде MatLab, которая имеет удобный интерфейс для ввода входных характеристик и параметров. Результатом расчёта является вывод основных характеристик прорывного паводка: гидрограф прорыва, изменение во времени скорости и площади поперечного сечения потока, объёма воды в водоёме и размеров прорана (отметка дна, ширина и площадь прорана).

## Глава 3. Апробация методики расчёта на результатах численных и физических экспериментов

### 3.1. Численные эксперименты

Так как разработанная модель не позволяет рассчитать первичное углубление в теле дамбы, и оно задается изначально, необходимо было оценить, как влияет размер задаваемого первичного углубления, а также некоторые параметры грунта, слагаемого дамбы, на начало процесса её разрушения. Для этого были выполнены численные эксперименты: при постоянной геометрии плотины и водоёма задавались разные размеры начального прорана (прорыв при переливе воды) и начального диаметра канала (при прорыве в результате образования фильтрационного канала) в плотине и различные характеристики грунта при других равных параметрах модели. Характеристики плотины и водоёма, которые использовались для численных экспериментов, соответствовали приледниковому озеру «Гачи-Коль», которое расположено на территории северного склона горного массива Таван-Богдо-Ола (более подробное описание озера находится в разделе 3.3 настоящей работы). Длина плотины составляет 80 м, высота плотины 2.5 м, объём озера 5144 м<sup>3</sup>. Материал грунта плотины задавался неоднородным (30% песка, 70% суглинка).

На рис. 3.1. представлена серия расчётных гидрографов при разных начальных глубине и ширине прорана при переливе воды через гребень. Глубина начального прорана в численном эксперименте варьировалась от 2.5 до 20 см. Интервал значений ширины составил от 10 до 80 см, что соответствует от 0.12% до 1% длины плотины.

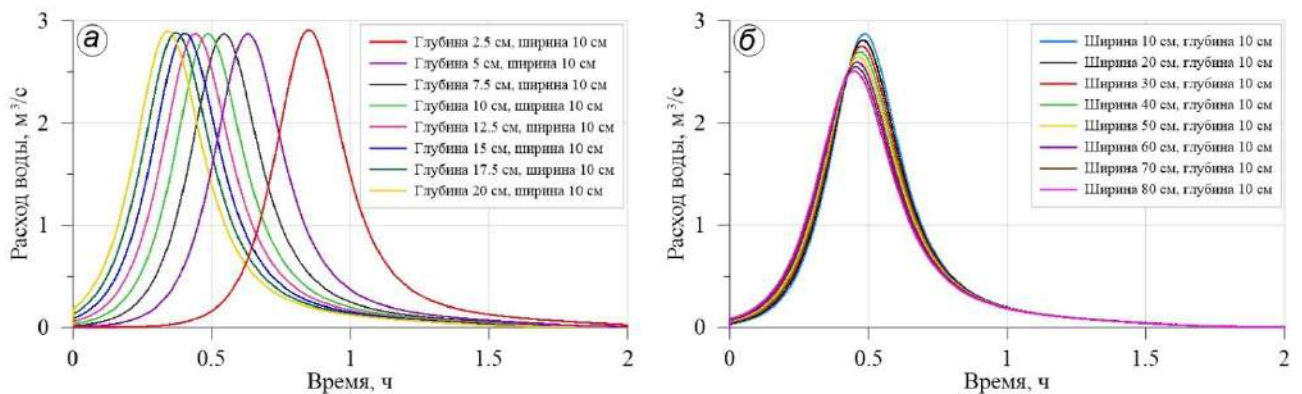


Рис. 3.1. Гидрографы прорыва при разных начальных глубине (а) и ширине (б) прорана.

Согласно выполненным расчётам, увеличение глубины начального прорана практически не оказывает влияние на значение максимального расхода воды, форму гидрографа прорыва и время прохождения волны прорывного паводка (рис. 3.1а). Изменение глубины с 2.5 см до 20 см приводит к изменению величины максимального расхода всего на 0.4%. Однако происходит значительное увеличение времени прорыва от начала истечения воды через гребень до спуска озера. Увеличение глубины с 2.5 см до 20 см сократило время прорыва на 30 мин. Чем меньше

начальная глубина прорана, тем за больший промежуток времени происходит процесс размыва плотины и, соответственно, расход воды позже достигает своего максимального значения.

Изменение ширины прорана при неизменной глубине не влияет на время прохождения прорывного паводка, время начала прорыва и форму гидрографа. Что касается величины максимального расхода воды, то чем больше начальная ширина прорана, тем меньше максимальный расход (рис. 3.1б). Это объясняется тем, что в этом случае происходит более интенсивное увеличение расходов воды, что приводит к более быстрому оттоку воды из озера. Быстрый отток воды ведёт к уменьшению напора воды и, соответственно, уменьшению скорости потока, и, как следствие, происходит снижение максимального расхода прорыва. Изменение ширины прорана в 2 раза (с 10 см до 20 см) ведёт к уменьшению максимального расхода воды на 2.1%, а увеличение ширины прорана с 10 см до 80 см приводит к снижению расхода воды на 15.3%.

При разном значении начального диаметра канала (рис. 3.2) наблюдается та же картина, как при изменении глубины начального прорана: чем меньше диаметр канала, тем медленнее происходит размыв канала и, соответственно, дольше происходит истечение воды через фильтрационный канал до момента обрушения грунта над ним. Увеличение глубины с 1 см до 10 см ведёт сокращению интервала времени движения воды по каналу почти на 1 час. При этом форма гидрографа прорывного паводка, продолжительность волны прорыва и величина максимального расхода воды при изменении диаметра начального канала не меняются.

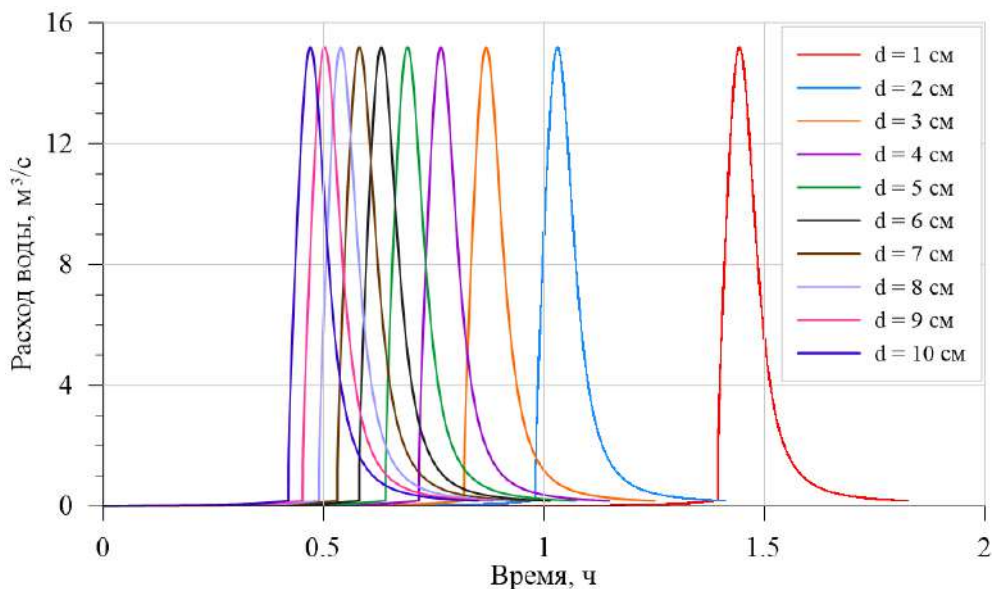


Рис. 3.2. Гидрографы прорыва при разном начальном диаметре канала в теле моренной перемычки.

По причине того, что удельный вес материала, из которого состоят моренные плотины, варьируется в широких пределах, а моренный материал может содержать различное содержание глины, численные эксперименты проводились для величины удельного веса и содержания глины,

которые соответствуют грунту, в котором присутствуют частицы больше 200 мм (ГОСТ 25100-2011 Грунты. Классификация; Westoby et al, 2015), так как плотины, подпруживающие моренные озёра выбранного района исследования в своём составе имеют валуны. Анализ результатов численных экспериментов показал, что в наибольшей степени модель «чувствительна» к таким входным параметрам, как удельный вес материала, из которого сложена моренная плотина, и процент содержания в нём глины, поскольку от этих параметров зависит величина коэффициента эрозии, который оказывает влияние на скорость размыва грунта. На рис. 3.3 приведена зависимость максимального расхода воды от удельного веса материала и процентного содержания глины для грунтов, которые наиболее часто встречаются в составе моренных дамб, согласно (Westoby et al, 2015; Zheng et al, 2021).

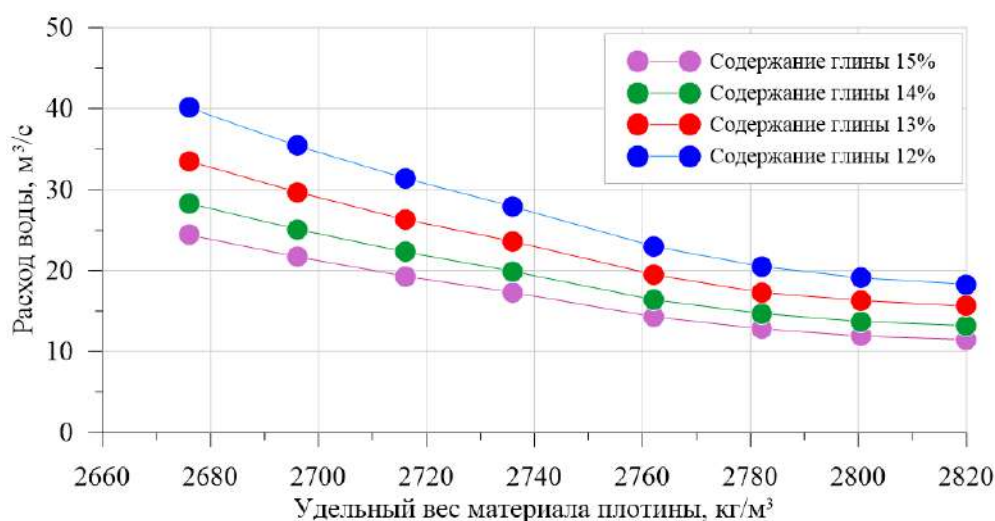


Рис. 3.3. Зависимость максимального расхода воды от удельного веса материала плотины и процентного содержания глины в нём.

Как видно из графиков, изменение содержания глины для разных по гранулометрическому составу грунтов может приводить к значительному изменению величины максимального расхода. Так, например, при сокращении содержания глины на 7% (с 15% до 14% в образце при любом удельном весе), происходит увеличение расхода воды на 15%-16%. Полученные зависимости (рис. 3.3) обусловлены влиянием содержания глины на скорость эрозии и, следовательно, на скорость разрушения плотины.

Удельный вес моренного материала может изменяться в широких пределах и зависит от состава горных пород, влажности грунта, гранулометрического состава, наличия крупных валунов, содержания глины, поэтому подбор параметров (удельный вес, содержание глины) для моделирования необходимо проводить более тщательно, используя как литературные данные, так и результаты специальных полевых исследований. На сегодняшний день в опубликованных источниках данные о характеристиках грунта малочисленны, поэтому проведение детальных лабораторных или полевых исследований, связанных с определением состава материала

моренных плотин представляется актуальным. Особенно важным является обобщение характеристик гранулометрического состава, удельного веса по территориям, схожим по геологическим и геоморфологическим условиям.

Анализ результатов численных экспериментов позволил выявить количественный критерий выбора начальных размеров прорана и диаметра фильтрационного канала. Длина начального прорана должна быть не более 1% от длины плотины, а глубина прорана – не более 20 см, так как в этих пределах геометрические характеристики первичного углубления не влияют на дальнейший расчёт. Величина начального диаметра фильтрационного канала до 10 см не влияет на форму гидрографа прорывного паводка, продолжительность волны прорыва и величину максимального расхода воды и может быть принята в качестве ориентира для задания в качестве начального условия в модели. В целом методика расчёта характеристик прорывного паводка не противоречит природе протекания процесса прорыва, что дало основание для дальнейшего проведения апробации модели на результатах физических экспериментов.

### **3.2. Физические эксперименты по прорыву грунтовых плотин с учётом двух триггерных механизмов прорыва**

По причине того, что процесс прорыва происходит внезапно и за очень короткий промежуток времени (минуты, часы), то данные наблюдений за прорывами озёр крайне малочисленны. Чаще всего проверочной информацией для математического моделирования являются экспертная оценка времени прохождения прорывного паводка и размеры образовавшегося прорана, поэтому для апробации математических моделей часто используется метод физического моделирования, так как оно позволяет более детально феноменологически описать процесс прорыва грунтовой плотины, выявить факторы, влияющие на него в естественных условиях, получить наблюдаемый гидрограф прорыва и необходимые параметры для математических моделей. В связи с этим для проверки разработанной математической модели проводился ряд физических экспериментов по прорыву грунтовых дамб, которые проводились силами студентов и сотрудников кафедр Гидрологии суши и Геофизики Института наук о Земле СПбГУ (автор настоящего исследования принимал непосредственное участие в проведение физических экспериментов и камеральной обработке полученных материалов).

Натурный эксперимент (эксперимент №1) был проведён в июле 2018 г. на Кавказе в прибрежной зоне неоднократно прорывавшегося озера Башкара (Сейнова, 1997; Черноморец и др., 2018). Искусственный водоём был создан при перекрытии стока ручья плотиной, которая состояла из моренного материала (рис. 3.4). Эксперимент уникален тем, что он проводился в условиях формирования опасных гидрологических явлений (Пряхина и др., 2019).



Рис. 3.4. Проведение натурального эксперимента (фото *Борониной А.С.*).

Физические эксперименты № 2, № 3 и № 4 проводились на экспериментальной установке на территории учебно-научной базы «Приладожская» Санкт-Петербургского государственного университета (пос. Кузнечное Приозерского района Ленинградской области) в 2020, 2021 и 2023 гг.

Экспериментальный водоём представлял собой ёмкость, выполненную из монолитного поликарбоната размерами  $1 \times 1 \times 1.5$  м, состоящую из двух отсеков.

Первый отсек размером  $1 \times 1 \times 0.6$  м заполнялся водой. Во втором отсеке сооружалась дамба. Между отсеками была установлена перегородка с прямоугольным отверстием ( $0.05 \times 0.15$  м) для перетекания воды. Во время заполнения первой емкости до начала эксперимента отверстие закрывалось затвором. Для фиксации уровня воды на стенке второй емкости была установлена мерная шкала (рис. 3.5).

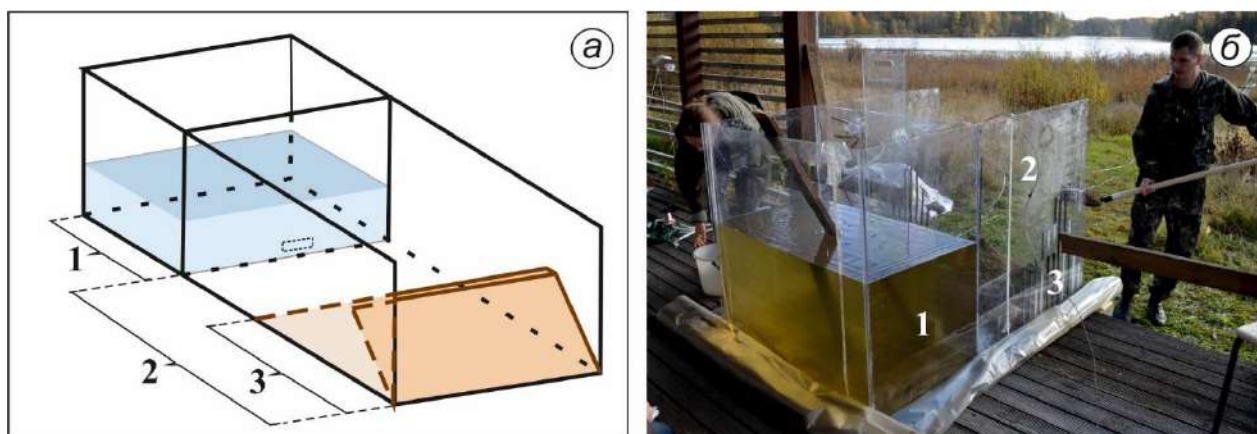


Рис. 3.5. Экспериментальная установка: схема (а) и фото (б). Фото *Борониной А.С.*

Обозначения: 1 – отсек для воды, 2 – отсек для сооружения плотины, 3 – плотина.

Расходы воды через проран по результатам экспериментов определялись по формуле:

$$Q = \frac{W_1 - W_2}{T}, \quad (3.1)$$

где  $Q$  – расход воды через проран, л/с;  $W_1$  и  $W_2$  – объёмы водоёма при разных уровнях воды (дискретность 1 см),  $T$  – время, за которое уровень воды упал на 1 см. Для оценки сходимости рассчитанных по модели и полученных в результате эксперимента гидрографов был использован коэффициент Нэша-Сатклиффа (NS), рекомендованного Американской ассоциацией гражданских инженеров для оценки состоятельности моделей стока, а также используемого Всемирной метеорологической организацией для сравнительного анализа моделей (Nash, Sutcliffe, 1970). Диапазон значений критерия находится в пределах от  $-\infty$  до 1, в общем случае моделирование признается удовлетворительным при  $NS > 0.5$ . В качестве примера приведем результаты экспериментов с наилучшим, удовлетворительным и наихудшим значениями NS (размеры дамб и характеристики грунтов представлены в таблице 3.1).

Таблица 3.1.

## Характеристики экспериментальных плотин и водоёмов

№ п/п	1 эксперимент (натурный)	2 эксперимент	3 эксперимент	4 эксперимент
Грунт	Моренный грунт	Супесь	Супесь	Супесь
Уд. вес грунта/ % глины	2630 / 5%	2730 / 16%	2590 / 6.9%	2610 / 7.7%
Высота, м	0.17	0.2	0.35	0.16
Толщина по подошве, м	0.4	0.46	0.71	0.7
Длина по гребню, м	1.2	1	1	1
Ширина гребня, м	0.05	0.1	0.05	0.05
Длина откосов, м	0.3 и 0.3	0.29 и 0.33	0.55 и 0.55	0.48 и 0.38
Глубина начального Прорана, м	0.005	0.005	0.01	0.01
Объем водоёма, м <sup>3</sup>	0.203	0.183	0.312	0.162

Целью физических экспериментов была проверка разработанной методики расчёта. В экспериментах №1-3 физические модели (плотины) имели произвольно заданные размеры и не являлись уменьшенными копиями известных плотин, а в эксперименте №4 выдерживалось геометрическое подобие (постоянство отношения линейных размеров физической модели и оригинала), в качестве реального объекта для физического моделирования было выбрано моренное озеро Нурган (Северо-Западная Монголия).

Полученные в результате эксперимента наблюденные и смоделированные гидрографы прорывов искусственных водоёмов (рис. 3.6) характеризуются асимметричной формой (за исключением эксперимента № 1 (рис. 3.6а)): быстрым увеличением расходов воды и более плавным снижением их значений после достижения максимума. При моделировании не учитывается спонтанное обрушение грунта с бортов прорана, которое ведет к появлению локальных увеличений расходов воды на наблюденных гидрографах (рис. 3.6а, б, г). В физических экспериментах № 1, № 3 и № 4 прорыв грунтовых плотин происходил при переливе



воды через гребень, а в эксперименте № 2 – в результате образования фильтрационного канала в теле плотины (piping), таким образом в экспериментах учитывались два механизма прорыва.

Анализ смоделированных и полученных в результате физических экспериментов гидрографов показал: наступление пиков прорывных паводков практически совпадает по времени; расхождение в наступлении максимальных расходов воды составляет от 5 (эксперимент № 1, рис. 3.6а) до 22 секунд (эксперименты № 4 рис. 3.6г). Наибольшее отклонение значений смоделированных максимальных расходов от полученных в результате экспериментов составило 6% (эксперимент № 2, рис. 3.6б и эксперимент № 4, рис. 3.6г). При проведении эксперимента № 1 (рис. 3.6а) произошло спонтанное обрушение грунта на 19 секунде, что привело к несовпадению пиков гидрографов. Именно для этого случая критерий NS принимает наименьшее значение – 0.42. Также стоит отметить, что для эксперимента № 2, в котором разрушение плотины произошло в результате образования фильтрационного канала, расчётное по математической модели время размыва канала (102 секунды) сопоставимо с наблюдаемым значением (93 секунды). Для экспериментов № 2 и № 4 NS составил 0.61 и 0.58, что говорит об удовлетворительной сходимости, для эксперимента № 3 - 0.8, что свидетельствует о хорошей сходимости гидрографов, и, следовательно, о высоком качестве моделирования.

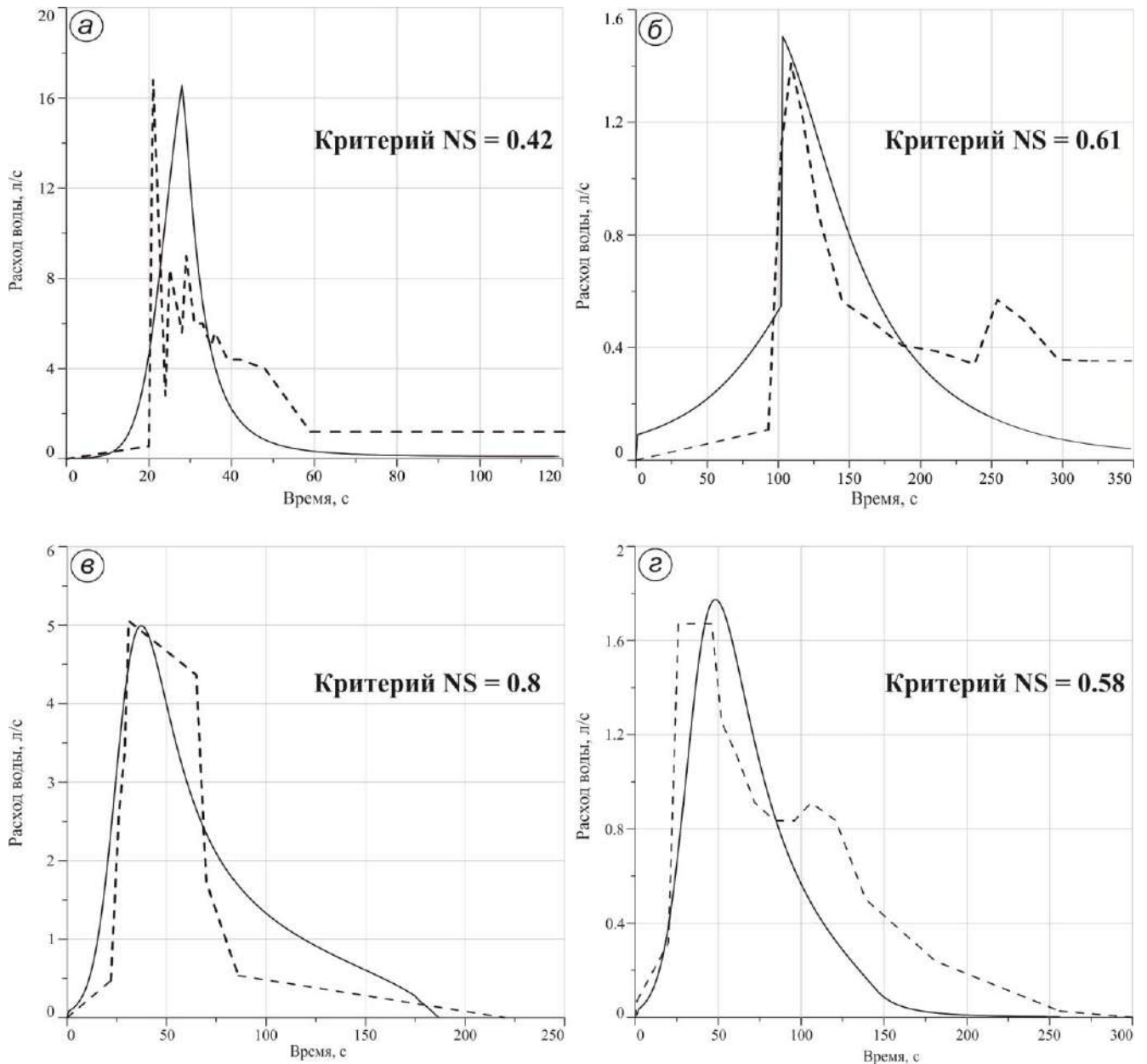


Рис. 3.6. Наблюдённые (пунктирная линия) и смоделированные (сплошная линия) гидрографы прорывных паводков, полученные по результатам физических экспериментов № 1 (а), № 2 (б), № 3 (в) и № 4 (г).

Таким образом, сравнение результатов математического моделирования с результатами физического моделирования показало их удовлетворительную сходимость, что свидетельствовало об адекватности предложенной методики расчёта. Это позволило использовать её для математического моделирования прорывных паводков, образующихся при прорывах реальных моренных и приледниковых озёр.

### 3.3. Апробация методики расчёта на реальных случаях прорывов моренных озёр

Удовлетворительные результаты верификации разработанной методики расчёта, полученные при проведении численных и физических экспериментов позволили использовать методику для расчёта реальных случаев прорывов моренных озёр. Для апробации методики

использовались опубликованные данные по прорывам моренных озёр Jinwuso (Zheng et al, 2021) и Tam Pokhari (Osti, Egashira, 2009).

Озеро Jinwuso являлось приледниковым озером и было расположено у ледника Jinwu в бассейне реки Nidou Zangbo (Тибетское нагорье) на высоте 4450 м. н.у.м. До прорыва длина озера составляла 1800 м, ширина 330 м. Объём озера составлял 13900000 м<sup>3</sup>. Прорыв водоёма произошёл в июне 2020 г. в результате выпадения интенсивных осадков и высокой температуры воздуха. Ширина образовавшегося прорана согласно исследованиям, опубликованным в (Zheng et al, 2021), составляет 80 м по гребню и 40 м по дну. Глубина прорана составляет 45 м. Объём прорывного паводка, образовавшегося при прорыве озера, составил 10 млн м<sup>3</sup>. Экспертных оценок максимального расхода воды нет, однако авторами исследования (Zheng et al, 2021) было выполнено моделирование образовавшегося прорывного паводка, согласно которому максимальный расход воды составлял около 5000 м<sup>3</sup>/с.

На основе полученных данных была построена кривая объёмов озера (рис. 3.7), которая использовалась в качестве входной информации для математического моделирования.

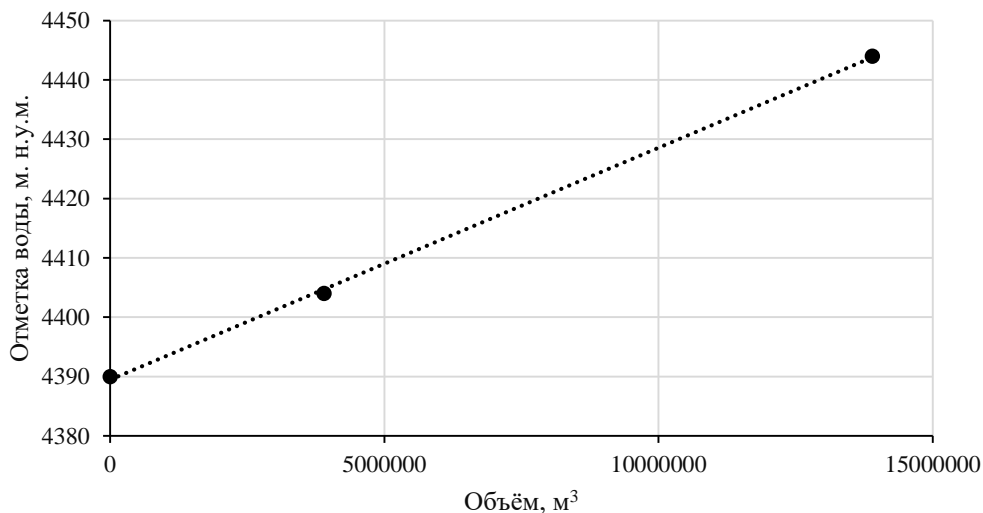


Рис. 3.7. Кривая объёмов приледникового озера Jinwuso.

Результаты математического моделирования представлены на рис. 3.8-3.10.

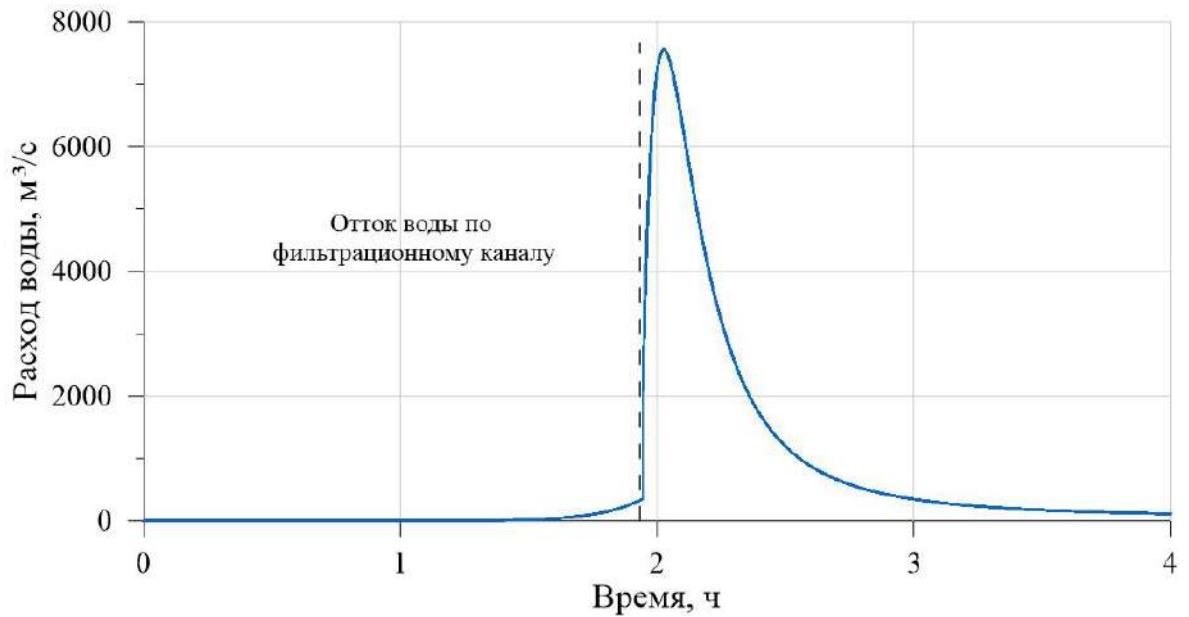


Рис. 3.8. Расчётный гидрограф прорывного паводка при прорыве озера Jinwiso.

Согласно выполненному моделированию время истечения воды по фильтрационному каналу составило около 2 часов. Далее произошло обрушение грунта над прораном, и сформировалась волна прорывного паводка. Достижение максимального расхода воды ( $7550 \text{ м}^3/\text{с}$ ) произошло через 5 минут после обрушения грунта, после чего происходило снижение расходов воды. Период времени прохождения волны прорыва составило около 1 часа. Скорость потока изменялась от 0.4 до 12 м/с.

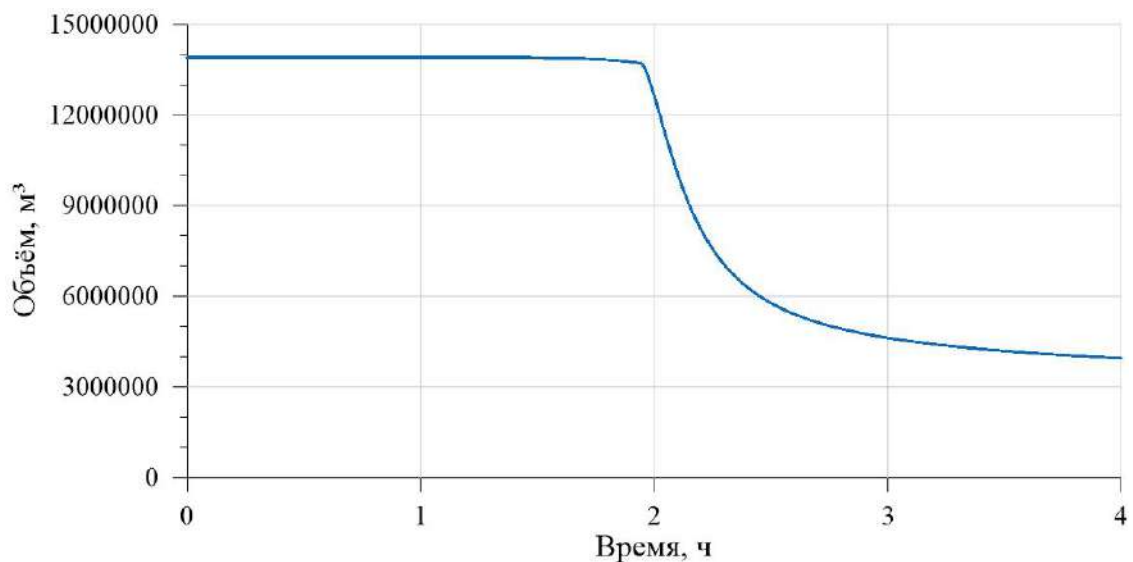


Рис. 3.9. Изменение объёма озера Jinwiso при прорыве.

По результатам расчёта при прорыве водоём спустился не полностью. Основная часть объёма воды была спущена после обрушения грунта над каналом. Объём прорывного паводка составил  $9.96 \text{ млн м}^3$ , что соответствует опубликованным данным ( $10 \text{ млн м}^3$ ). Ошибка составила менее 1%.

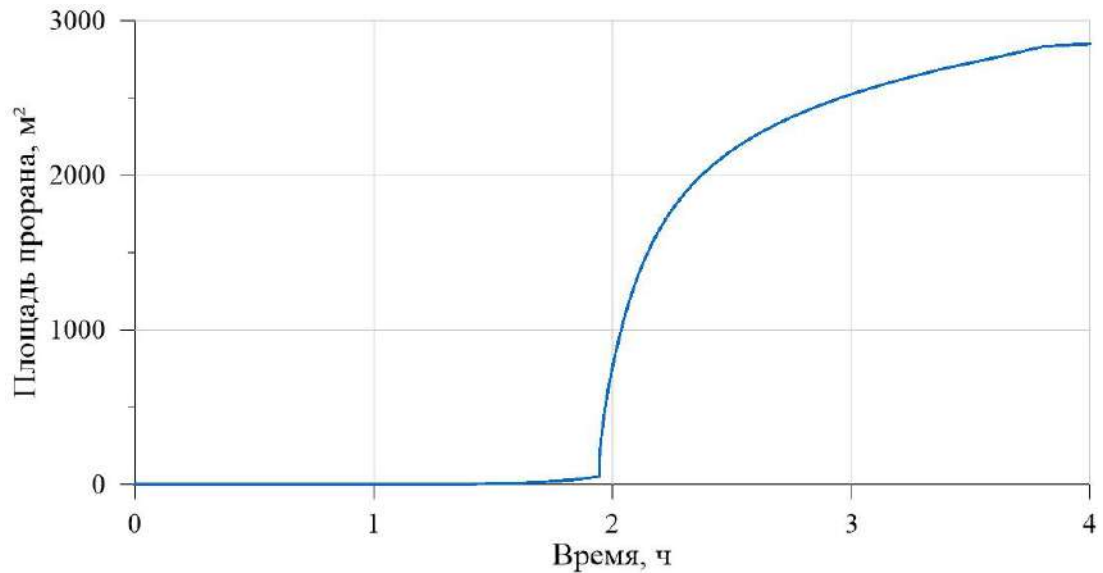


Рис. 3.10. Изменение площади прорана в моренной перемычке при прорыве.

Расчётная площадь прорана, образовавшегося при прорыве озера, равна  $2850 \text{ м}^2$ . Ширина прорана по гребню составила  $70 \text{ м}$ , а по дну  $38 \text{ м}$ . Глубина прорана составила  $41 \text{ м}$ . Качество моделирования также оценивалось по результатам сравнения расчётных и измеренных размеров прорана. Расхождение расчётной ширины прорана по гребню по сравнению с наблюдаемой ( $80 \text{ м}$ ) составило  $12.5\%$ , расхождение смоделированной ширины прорана по дну по сравнению с измеренным значением ( $40 \text{ м}$ ) составило  $5\%$ .

Озеро Там Рокhari являлось моренно-подпрудным озером и было расположено в верховьях реки Hinku (Гималаи, Непал) у ледника Sabai на высоте  $4420 \text{ м. н.у.м.}$  До прорыва длина озера составляла  $1000 \text{ м}$ , а ширина  $350 \text{ м}$ . Объём озера составлял  $21.3 \text{ млн м}^3$ . Разрушение подпруживающей озеро перемычки с последующем прорывом озера и формированием селевого потока произошло в сентябре 1998 г. Объём прорывного паводка согласно (Osti, Egashira, 2009) составил  $18 \text{ млн м}^3$ . Образовавшийся в результате прорыва проран был трапецеидальной формы и имел следующие размеры: ширина по гребню составила  $100 \text{ м}$ , по дну  $25 \text{ м}$ , глубина прорана была равна  $50 \text{ м}$ . Кривая объёмов озера представлена на рис. 3.11.

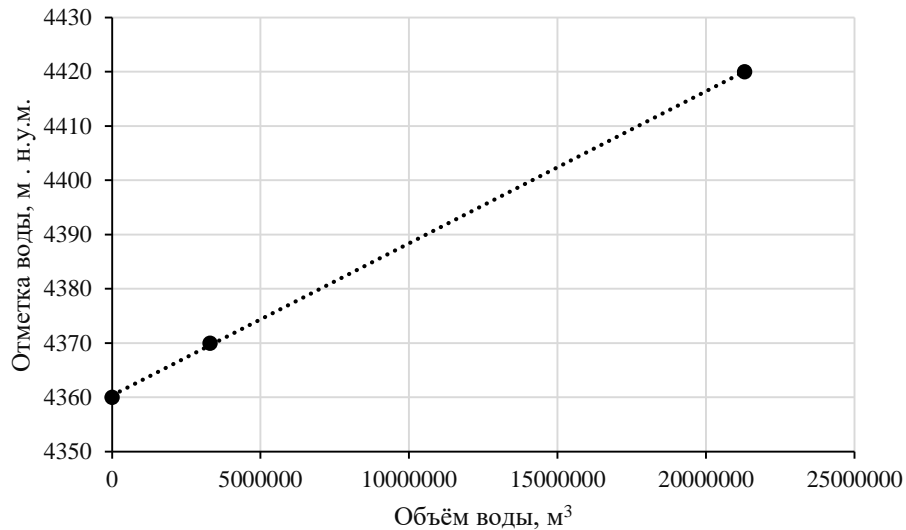


Рис. 3.11. Кривая объёмов моренного озера Там Рокhari.

Информации о том, какой был триггерный механизм прорыва и какая была величина максимального расхода воды, нет. Однако согласно выполненным расчётам сходимость смоделированных размеров прорана с наблюдаемыми значениями лучше, если расчёт прорыва озера выполняется для случая размыва фильтрационного канала (рис. 3.12-3.14).

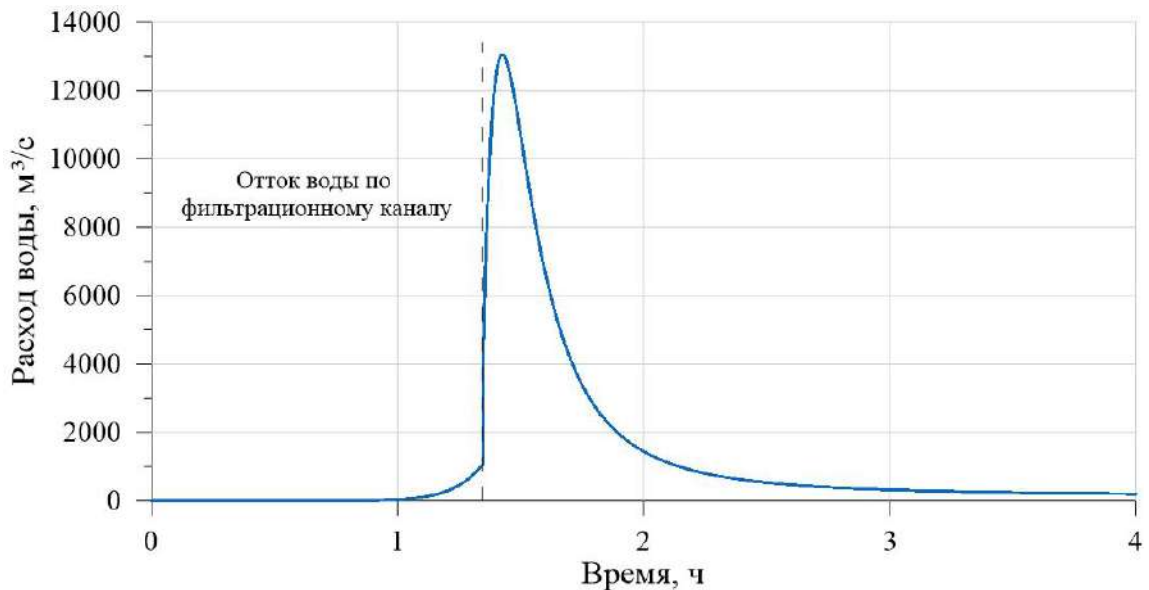


Рис. 3.12. Расчётный гидрограф прорывного паводка при прорыве озера Там Рокhari.

Согласно выполненному расчёту отток воды по фильтрационному каналу происходил около 1 часа 20 мин, после чего произошло обрушение грунта над каналом, и начался перелив воды (рис. 3.12). Максимальный расчётный расход воды равен  $13000 \text{ м}^3/\text{с}$ . Период прохождения волны прорывного паводка составил около 1 часа. Скорости потока согласно расчёту варьировались от 0.4 до 14 м/с.

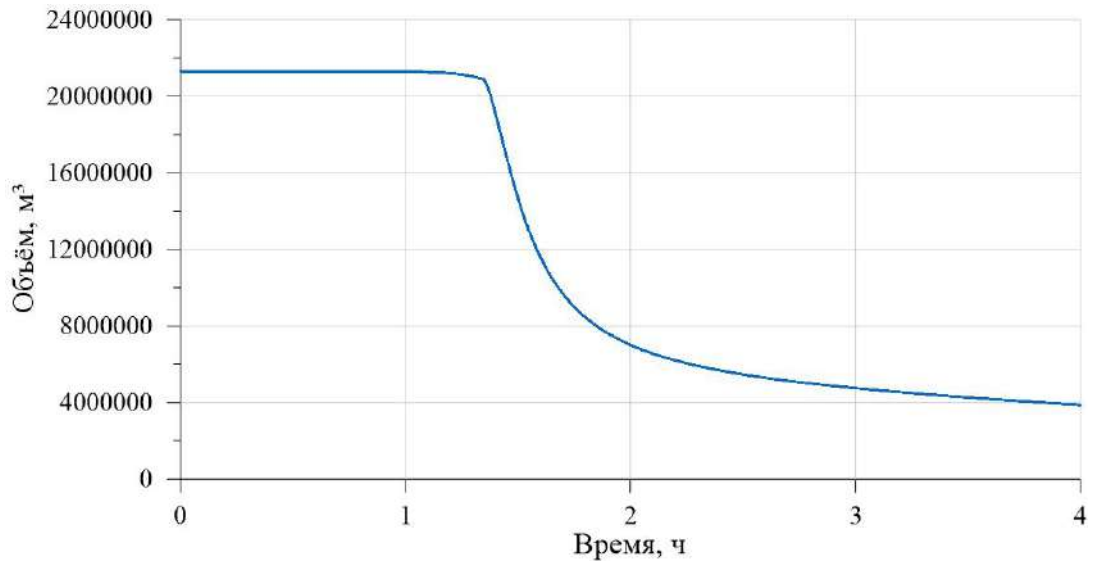


Рис. 3.13. Изменение объёма воды в озере Там Рокhari при прорыве.

По результатам моделирования (рис. 3.13) озеро спустилось не полностью, объём прорывного паводка составил 17.3 млн м<sup>3</sup>, что согласуется с существующими оценками. Расхождение между расчётным значением и опубликованными данными составило 4%.

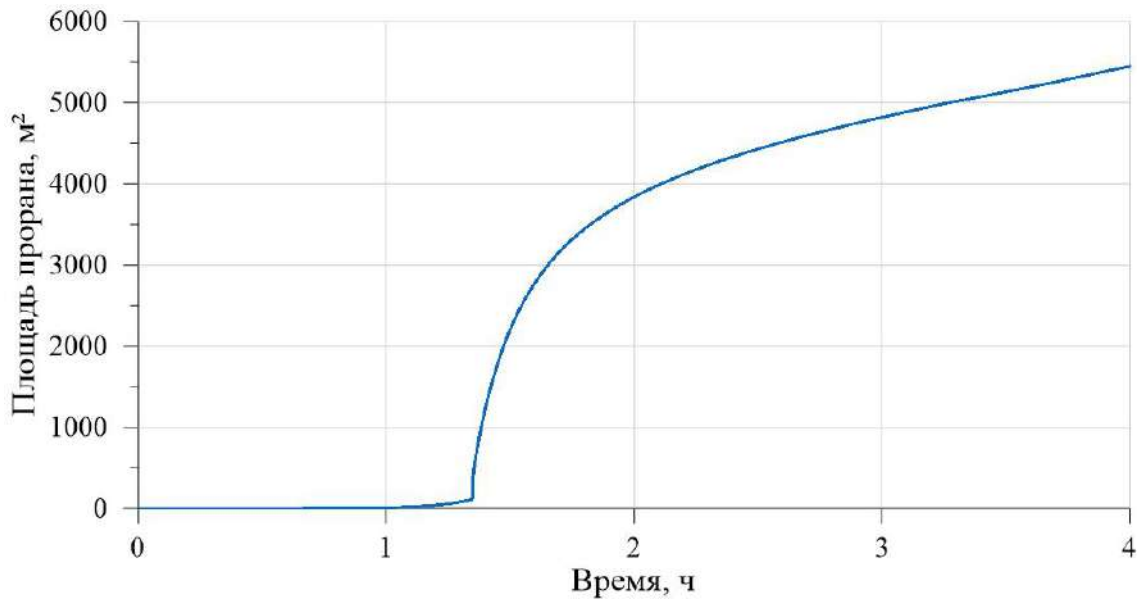


Рис. 3.14. Изменение площади прорана в теле моренной перемычки озера Там Рокhari.

Площадь образовавшегося при прорыве прорана составила 5448 м<sup>2</sup>. Ширина прорана по гребню составила 102 м, а по дну 58 м. Если сравнивать с наблюдаемыми данными, то расхождение между наблюдаемой и расчётной шириной прорана по гребню практически отсутствует (наблюдаемая ширина равна 100 м), однако расчётная ширина по дну практически в 2 раза больше наблюдаемой, что может быть обусловлено тем, что за период времени от произошедшего прорыва до момента измерения размеров прорана могло произойти осыпание грунта с его бортов, в результате чего результат измерения мог быть занижен. Расчётная глубина

прорана составила 53 м и сопоставима с измеренной глубиной равной 50 м (расхождение составляет 6%).

### 3.4. Выводы по главе

Сравнение результатов математического моделирования, выполненного на основе разработанного алгоритма расчёта, с результатами физического моделирования показало их удовлетворительную сходимость по времени достижения максимального расхода воды, его величине и времени прохождения прорывного паводка за исключением случаев, когда наблюдалось спонтанное обрушение грунта с бортов прорана, поскольку в алгоритме расчёта это не учитывается. Значения критерия Нэша-Сатклиффа изменялись в интервале от 0.5 до 0.8 и в среднем составили 0.63, что соответствует удовлетворительной сходимости модельных и наблюдаемых результатов, а, следовательно, свидетельствует об адекватности предложенной методики расчёта.

Апробация разработанной методики расчёта на опубликованных данных реальных прорывов моренных озёр показала также удовлетворительный результат. Качество моделирования оценивалось путём сравнения расчётных размеров прорана (ширина и глубина) с опубликованными измеренными значениями, а также сравнивались смоделированные объёмы прорывного паводка с объёмами, рассчитанным по разнице объёмов озёр до прорывов и после. По результатам сравнения было установлено, что расхождение между реальными и расчётными объёмами воды озёр, которые пошли на формирование прорывного паводка минимально (до 4%). Что касается размеров прорана, то в случае расчёта характеристик прорыва приледникового озера Jipwiso не превышало 12.5%, что говорит об удовлетворительном качестве моделирования. Расчётная глубина прорана также сопоставима с реальной глубиной (расхождение составило 5%). В случае моделирования, выполненного для озера Tam Rokhari, было установлено, что расхождение между измеренной и расчётной шириной прорана по гребню практически отсутствует, однако величина рассчитанной по методике ширины прорана по дну завышена по сравнению с наблюдаемой шириной. Это может быть обусловлено тем, что за период времени от произошедшего прорыва (1998 г.) до момента измерения размеров прорана (2000 г.) могло произойти осыпание грунта с его бортов, в результате чего результат выполненного измерения мог быть занижен. Результаты расчёта глубины прорана сопоставимы с фактической глубиной (расхождение составило 6%).

Проведение численных экспериментов показало, что математическая модель наиболее «чувствительна» к таким параметрам, как удельный вес материала, из которого сложена плотина и процентное содержание в нём глины, так как эти параметры влияют на величину коэффициента эрозии, от которого зависит скорость размыва плотины. Подбор этих параметров (удельный вес и содержание глины) для моделирования необходимо проводить на основе полученного опыта,



разработанной методики и результатов специальных полевых исследований. На основе результатов численных экспериментов был предложен количественный критерий выбора размеров начального прорана и диаметра фильтрационного канала при моделировании: длина начального прорана должна быть не более 1% от длины плотины, а глубина прорана – не более 20 см, так как в этих пределах первоначальные геометрические характеристики прорана практически не влияют на расчёт и характеристики прорывного паводка. Величина начального диаметра фильтрационного канала до 10 см не влияет на форму гидрографа прорыва, продолжительность волны прорывного паводка и величину максимального расхода воды и может быть принята в качестве начального условия при моделировании.

Таким образом, результаты численных экспериментов и апробация методики на результатах физических экспериментов и на опубликованных данных реальных прорывов показали адекватность и работоспособность предложенного алгоритма расчёта, и возможность его применения для оценки характеристик прорывных паводков возможных прорывов приледниковых и моренных озёр. Кроме того, расчётный гидрограф прорывного паводка можно использовать в качестве входной информации для математического моделирования селевых потоков.

Так как использование разработанной методики расчёта характеристик прорывного паводка имеет смысл проводить для водных объектов, имеющих предпосылки к формированию прорыва, следующей актуальной задачей стало выявление таких объектов и проведение расчётов. В качестве исследуемой территории была выбрана территория Алтая (Катунский, Северо-Чуйский, Южно-Чуйский хребты, горные массивы Таван-Богдо-Ола и Монгун-Тайга и хребет Цамбагарав). Выбор был обусловлен малой гидрологической изученностью с одной стороны и наличием данных многолетних экспедиционных исследований СПбГУ, в которых автор на протяжении 4-х лет принимала участие, с другой. Отметим также, что, несмотря на относительно спокойную ситуацию с прорывами на Алтае, такие явления здесь периодически происходили, а с учётом нестационарной климатической ситуации и активизации хозяйственной деятельности и туризма исследования становятся все более актуальными в целях снижения рисков от опасных гидрологических явлений.

#### **Глава 4. Особенности гидрологического режима высокогорных озёр Алтая**

Несмотря на то, что Алтайская горная страна является одним из мировых центров оледенения и испытывает влияние происходящего потепления климата, гидрологическая изученность Алтайских гор очень слабая, в частности гидрологический режим современных приледниковых и моренных озёр, которые могут быть потенциально прорывоопасными, практически не изучен по сравнению с другими горными территориями.

Данная глава посвящена выявлению особенностей уровня режима моренных и приледниковых озёр Алтая, находящихся на разных стадиях развития, на основе данных полевых наблюдений, полученных в ходе многолетних комплексных экспедиций Института наук о Земле СПбГУ. Выявление особенностей уровня режима каждой стадии развития позволит обнаружить потенциально прорывоопасные водоёмы в условиях слабой гидрологической изученности и снизить степень информационной неопределённости рассматриваемого района.

##### **4.1. Изученность и физико-географическое описание района исследования**

Исследование прорывоопасных горных озёр (ледниковых, приледниковых, моренных и завальных) ведётся по всему земному шару и осуществляется практически по всем направлениям: анализ изменчивости и динамики приледниковых и моренных озёр, проводятся оценки прорывоопасности с использованием данных дистанционного зондирования Земли; выполняются полевые экспедиционные исследования для получения необходимых данных о гидрологическом режиме озёр, морфометрических характеристик водоёма и подпруживающей плотины; проводится математическое моделирование прорывов озёр как гипотетических, так и реальных. Наиболее изученными районами являются высокогорья Гималаев (Chikita et al, 2004; Khanal et al, 2015), Тибета (Osti, Egashira, 2009), Тянь-Шаня (Торгоев и др., 2013) Памира (Раимбеков и др., 2021), Анд (Anacona et al, 2015). В России с точки зрения изученности озёр наиболее исследованным районом являются высокогорья Кавказа (Докукин и др., 2022; Аджиев и др., 2023). Приледниковые и моренные озёра гор Алтая (Алтайские горы являются вторым по величине горного оледенения районом в России) слабо изучены в этом ключе, хотя на высокогорных территориях Алтайских гор в последние десятилетия зарегистрировано как увеличение количества приледниковых озёр, так и рост уже существующих (Распутина и др., 2022). Достаточно много научных исследований посвящено анализу динамики палеозёр Алтая и формированию суперпаводков (Рудой, 1981; Бутвиловский, 1985; Рудой, Королёв, 1984; Рудой, Кирьянова, 1994; Бородавко, Ахматов, 2006), однако практически отсутствуют работы, связанные с развитием современных приледниковых и моренных озёр.

В настоящее время изучением моренных озёр высокогорий Алтая с точки зрения их прорывоопасности занимается коллектив исследователей из Санкт-Петербургского государственного университета (Пряхина и др., 2021; Распутина и др., 2021a; Распутина и др.,

2021b; Распутина и др., 2022). На сегодняшний момент времени коллективом были обследованы приледниковые и моренные озёра Юго-Восточного Алтая (горный массив Монгун-Тайга, российская часть горного массива Таван-Богдо-Ола, хребет Цамбагарав (Северо-Западная Монголия)) и Центрального Алтая (Северо-Чуйский и Южно-Чуйский хребты). Ввиду возрастающей туристической привлекательности Алтайских гор, изучение развития прорывоопасных приледниковых и моренных озёр, оценка их прорывоопасности и математическое моделирование прорывов позволит снизить риски и ущербы от развития опасных гидрологических явлений.

Для анализа пространственно-временной изменчивости моренных озёр были выбраны высокогорные территории Алтая, находящиеся в различных метеорологических условиях: Центральный Алтай (Катунский, Северо-Чуйский и Южно-Чуйский хребты) и Юго-Восточный Алтай (горные массивы Таван-Богдо-Ола и Монгун-Тайга, хребет Цамбагарав) (рис. 4.1).

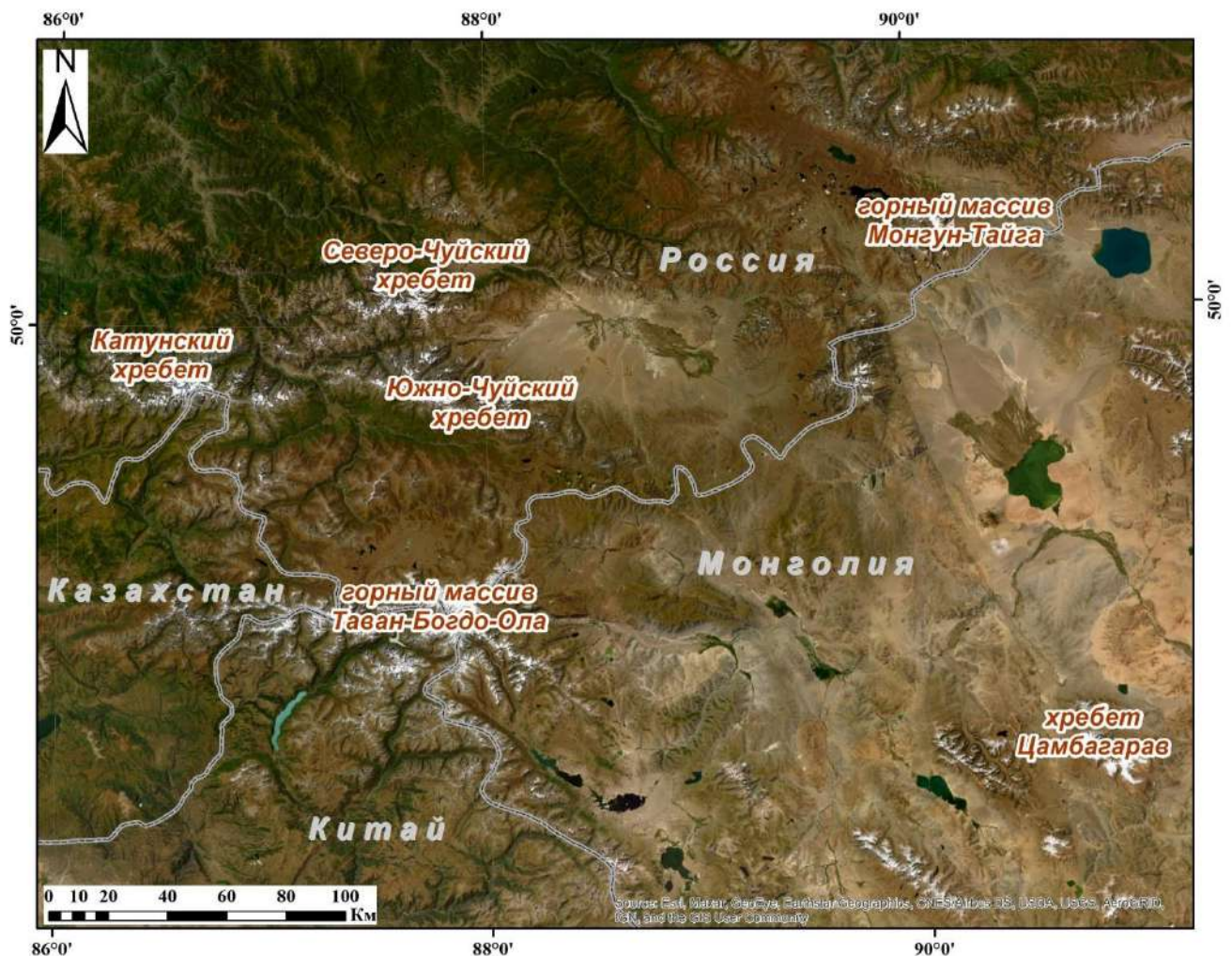


Рис. 4.1. Схема района исследования.

#### *Изменение климата района исследования*

Климатические особенности рассматриваемого района исследования определяются расположением района в центральной части Азии на большом удалении от океанов. Три

основными факторами, которые определяют климат Алтая, являются: положение в умеренных широтах Северного полушария, господство западного переноса воздушных масс с Атлантики и влияние в зимний период времени мощного азиатского антициклона (Котляков и др., 2015). На стыке с передними хребтами движение циклонов замедляется, увеличиваются восходящие потоки воздуха, вследствие чего происходит резкое возрастание количества выпадающих осадков. Разница в обеспечении осадками внутренних районов Алтая и склонов передовых хребтов и высоких горных массивов, открытых воздействию влагонесущих западных ветров, определяет одну из главных особенностей климата Алтайских гор, которая позволяет разделить территорию Алтая на две части: с резко континентальным и более умеренным типами климата (Ненашева, 2013).

Увеличение числа приледниковых и моренных озёр, расположенных на современных моренах и моренах малого ледникового периода, является результатом дегляциации территории Алтая в результате происходящего потепления климата, которое согласно (Третий оценочный доклад..., 2022) началось в конце 1970 г. Подтверждением нестационарной климатической обстановки являются положительные статистически значимые тренды среднегодовых температур воздуха за период 1980-2020 гг. (рис. 4.2, 4.3) для уровня значимости 5%, выявленные автором по данным метеостанций Бертек (в 21 км к северо-западу от массива Таван-Богдо-Ола, высота 2146 м), Кара-Тюрек (в 16 км к северу от Катунского хребта, высота 2596 м), Аккем (долина реки Аккем, Катунский хребет, высота 2040 м), Мугур-Аксы (25 км к востоку от горного массива Монгун-Тайга, высота 1850 м), Ховд (в 100 км к юго-востоку от горного массива Цамбагарав, высота 1395 м) и Баян-Улгий (в 60 км к северо-западу от горного массива Цамбагарав, высота 1710 м). Метеостанция Бертек в 1981 г. была закрыта, поэтому ряды среднегодовых температур воздуха после 1980 г. восстановлены с использованием данных метеостанции Кош-Агач (величина корреляции между рядами значений температуры воздуха на метеостанциях Бертек и Кош-Агач за совместный период наблюдений составила 0.9) (Ганюшкин и др., 2017).

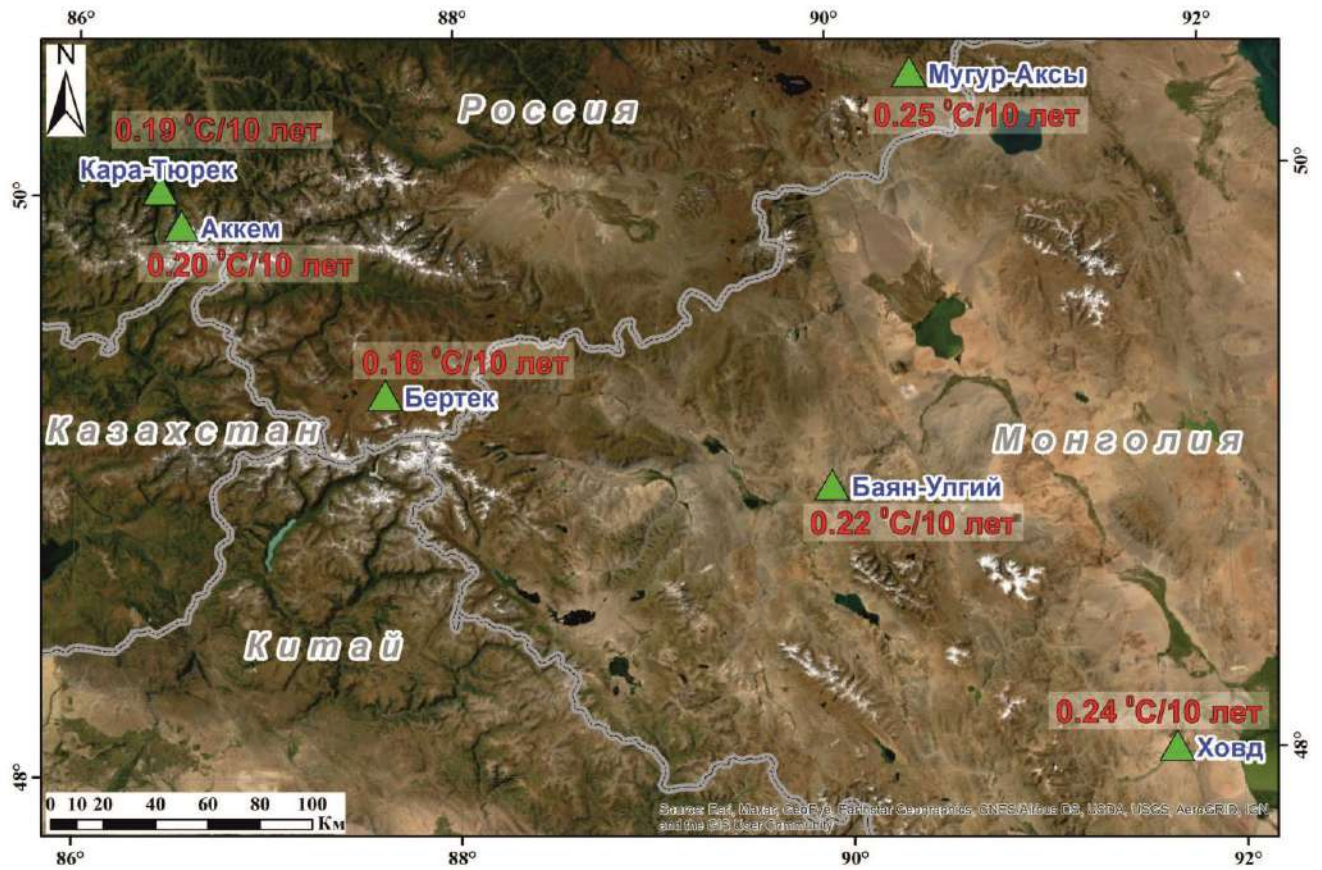


Рис. 4.2. Расположение метеостанций в районе исследования и величина изменения температуры воздуха за 10 лет на метеостанциях.

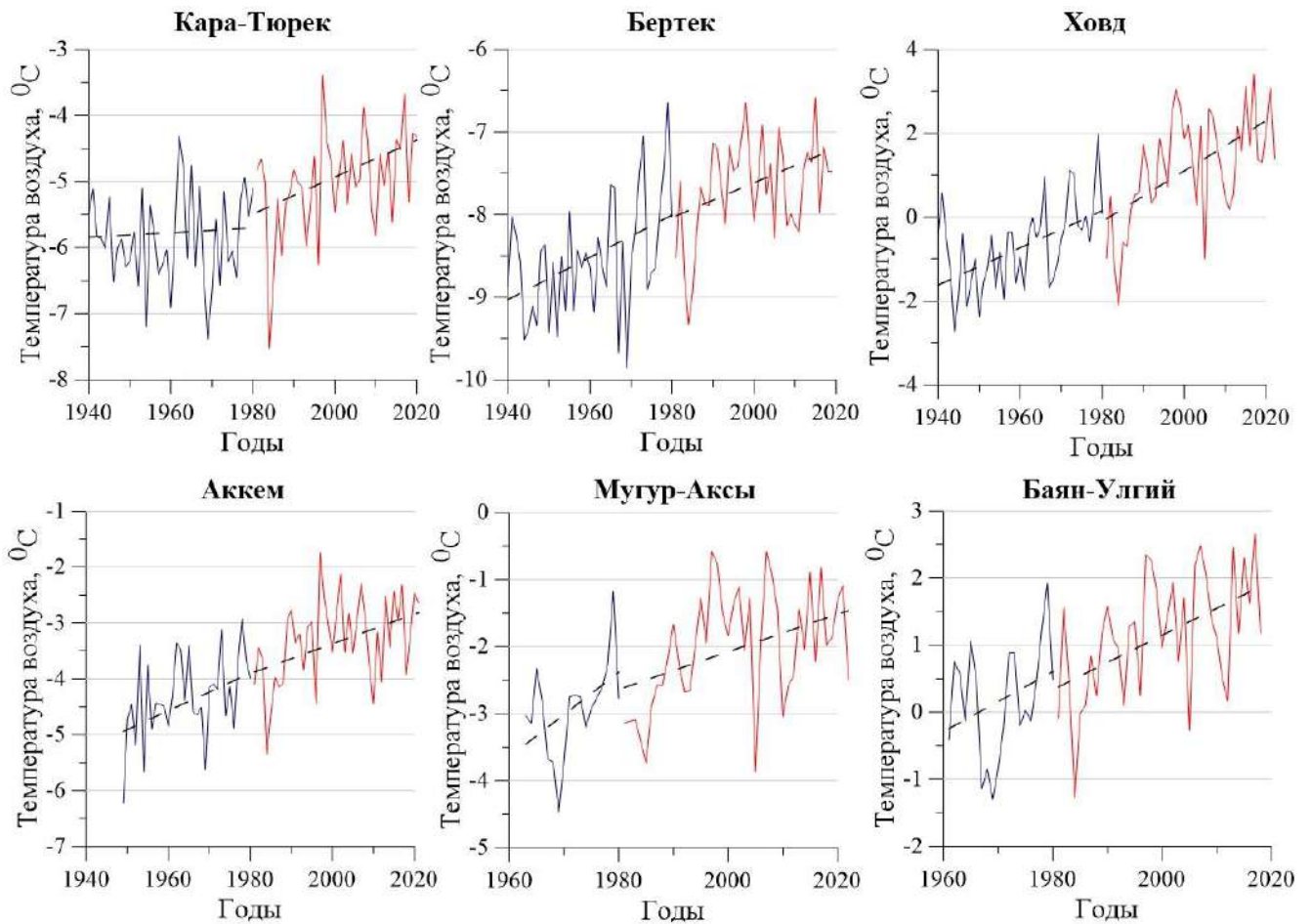


Рис. 4.3. Изменение среднегодовых температур воздуха по метеостанциям, расположенным в районе исследования (синий цвет – ход температуры воздуха до 1980 г., красный цвет – ход температуры воздуха после 1980 г., пунктиром показаны тренды температуры воздуха).

Установлено, что на территории Центрального Алтая повышение среднегодовой температуры воздуха с 1980 г. достигает  $0.2^{\circ}\text{C}/10$  лет, а для территории Юго-Восточного Алтая среднегодовая температура воздуха увеличивается на  $0.25^{\circ}\text{C}/10$  лет.

Для рассматриваемого периода времени были проанализированы годовые суммы осадков по тем метеостанциям, для которых имелись данные (рис. 4.4). Статистически значимое сокращение годовой суммы осадков с 1980 г. выявлено для метеостанций Кара-Тюрек и Баян-Улгий. Величина годовой суммы осадков по метеостанциям Аккем, Мугур-Аксы и Ховд с 1980 г. практически не изменяется.

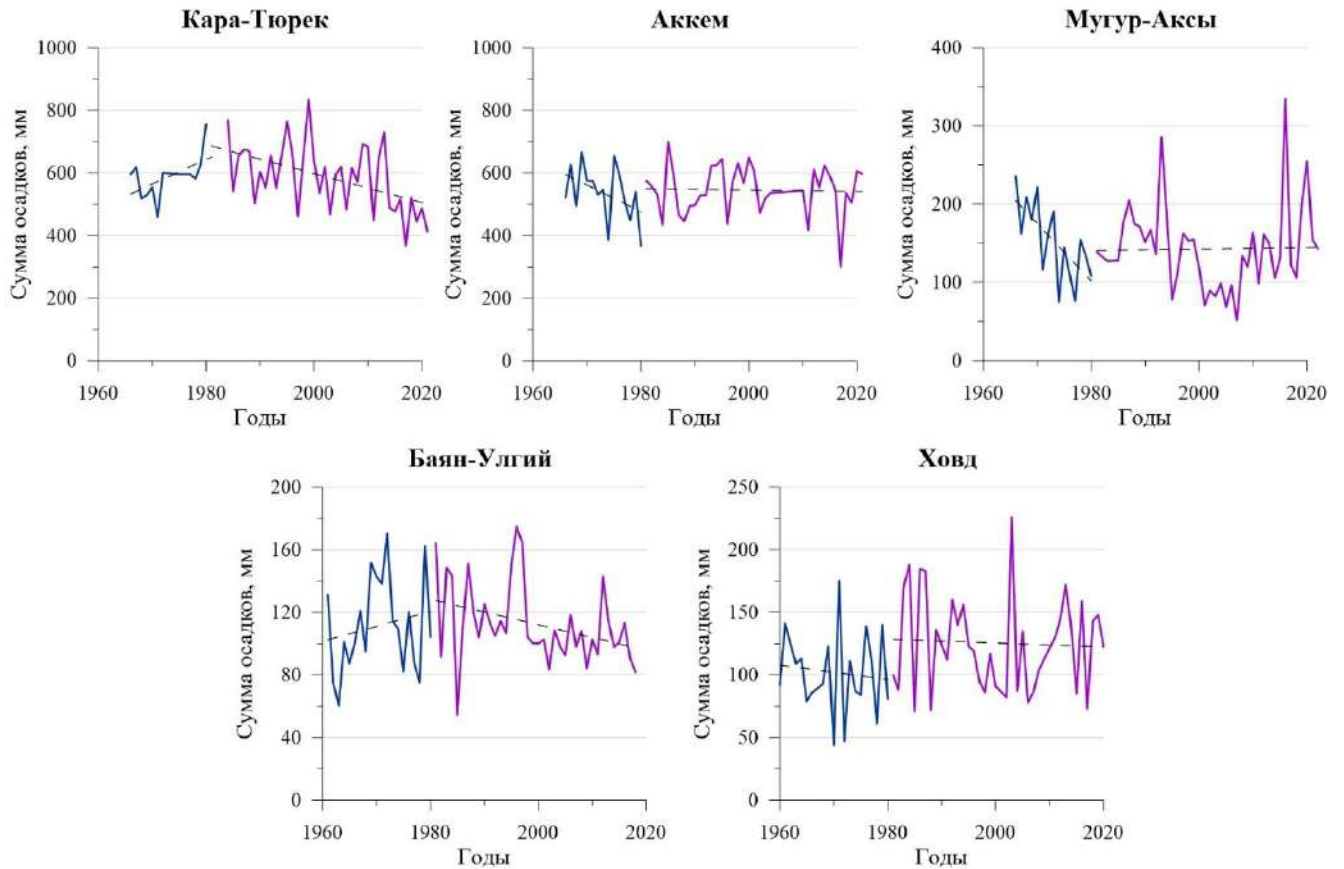


Рис. 4.4. Изменение годовой суммы осадков на метеостанциях в районе исследований (синий цвет – сумма осадков до 1980 г., фиолетовый цвет – сумма осадков после 1980 г., пунктиром показаны тренды осадков).

Таким образом, однозначной тенденции в изменении годовой суммы осадков по данным метеостанций района исследования не наблюдается, что также отмечается в ранее выполненных для Горного Алтая исследованиях (Торопов и др., 2020). Это свидетельствует от том, что основной причиной, влияющей на сокращение оледенения высокогорных территорий Алтая, является повышение температуры воздуха.

#### ***Оледенение района исследования***

В работе рассмотрены моренные и приледниковые озёра крупных центров оледенения горного Алтая. Современное оледенение Алтая занимает более 1500 км<sup>2</sup> (Галахов и Мухаметов, 1999; Котляков и др., 2012). В пределах России оледенение Алтая занимает около 800 км<sup>2</sup> (Котляков, 2015). На территории Центрального Алтая расположено 78% площади оледенения Алтая (Никитин, 2009; Котляков и др., 2015). Около 1% площади оледенения находится к западу от в хребтах Ивановском, Холзун и Листвяга; 1% лежит к северо-востоку от центральной группы – между ней и Шапшалом (Каталог ледников..., 1980); 3% оледенения расположено на Шапшальском хребте и хребте Цаган-Шибету (Каталог ледников..., 1973); 4% – к югу от них на территории хребтов Сайлюгем, Чихачёва и горном массиве Монгун-Тайга (Каталог ледников...,

1978) и 13% оледенения Русского Алтая расположено в пределах горного узла Таван-Богдо-Ола и хребта Южный Алтай (Каталог ледников..., 1977).

Наибольшее оледенение наблюдается на Катунском хребте и в настоящее время составляет 198 км<sup>2</sup>. Северо-Чуйский и Южно-Чуйский хребты имеют примерно равную площадь оледенения 112.9 км<sup>2</sup> и 118 км<sup>2</sup> соответственно. Горный массив Таван-Богдо-Ола является крупнейшим центром оледенения Юго-Восточного Алтая с площадью оледенения равной 192.4 км<sup>2</sup> (Ganyushkin et al, 2023). Оледенение горных массивов Монгун-Тайга и Цамбагарав значительно меньше по сравнению с площадью оледенения вышеописанными горными массивами и составляет 17.8 км<sup>2</sup> и 68.1 км<sup>2</sup> соответственно (Ganyushkin et al, 2023).

В рассматриваемых горных территориях сочетаются различные формы оледенения. Преимущественно распространены ледники трёх типов: долинные, каровые, висячие, а также их сочетания. Кроме того, встречаются ледники плоских вершин и присклоновые. На территориях с хорошим увлажнением в зависимости от морфологии вершин и склонов встречаются все формы оледенения, среди которых преобладают долинные, карово-долинные, каровый ледники (Центральный Алтай), а на территориях с меньшим увлажнением встречаются лишь малые формы: каровые висячие и ледники плоских вершин (горные массивы Монгун-Тайга, Цамбагарав) (Ресурсы поверхностных вод..., 1969; Торопов и др., 2020).

На Алтае по экспозиции склонов, занятых ледниками, преобладают склоны северной составляющей. Края ледников расположены на высотах от 2000 до 3500 м. Высота границы питания ледников с запада на восток увеличивается от 2200 до 3200 м (Котляков и др., 2015).

#### **4.2. Временная изменчивость и распределение моренных и приледниковых озёр на территории Алтая**

Наибольший интерес для исследования представляют молодые приледниковые и моренные озёра, формирующиеся на современных моренах и моренах малого ледникового периода. Эти морены отличаются от морен исторической стадии отсутствием устойчивости. Озёра, образовавшиеся на молодых моренах в результате отступления ледников, имеют активную временную изменчивость ввиду того, что имеют связь с ледником, и, соответственно, являются нестабильными и прорывоопасными (быстрое увеличение озёр может привести к ослаблению подпруживающей перемычки, её разрушению и последующему прорыву). В связи с этим были составлены каталоги озёр Катунского, Северо-Чуйского, Южно-Чуйского хребтов, горных массивов Таван-Богдо-Ола, Монгун-Тайга и Цамбагарав. Каталоги высокогорных озёр составлялись на основе визуального дешифрирования спутниковых снимков для двух временных разрезов 1998-2001 гг. (Landsat 7 за июль 2000 г.) и 2020-2022 гг. (Sentinel 2-L2A за июль 2022 г.), для того чтобы оценить динамику озёр за последние 22 года. Изменение количества озёр и их площадей определялось в программе ArcMap 10.4.1 (ESRI Inc., USA) путём ручного



дешифрирования с использованием комбинации каналов «естественные цвета» (для всех спутниковых снимков). Пространственное разрешение спутниковых снимков Landsat 7, 8 и 9 улучшалось путём объединения с панхроматическими снимками (разрешение 15 м), а снимки Sentinel с разрешением 10 м дешифрировались без улучшения.

Анализ спутниковых снимков Landsat за 2000 и 2022 гг. (приложение 3) для высокогорных территорий Алтая показал, что за последние 22 года количество озёр увеличилось на территории Северо-Чуйского хребта на 114% (с 28 до 60 озёр), на территории Южно-Чуйского хребта на 87% (с 39 до 73 озёр), на территории Катунского хребта на 56% (с 57 до 89 озёр), на территории горного массива Таван-Богдо-Ола на 54% (с 44 до 68 озёр), на территории горного массива Монгун-Тайга на 50% (с 8 до 12 озёр), а на территории горного массива Цамбагарав (Северо-Западная Монголия) количество озёр практически не изменилось (с 7 до 8 озёр) (рис. 4.4). В результате использования цифровой модели рельефа SRTM было получено распределение по высотам озёр для всех исследуемых горных массивов (рис. 4.5).

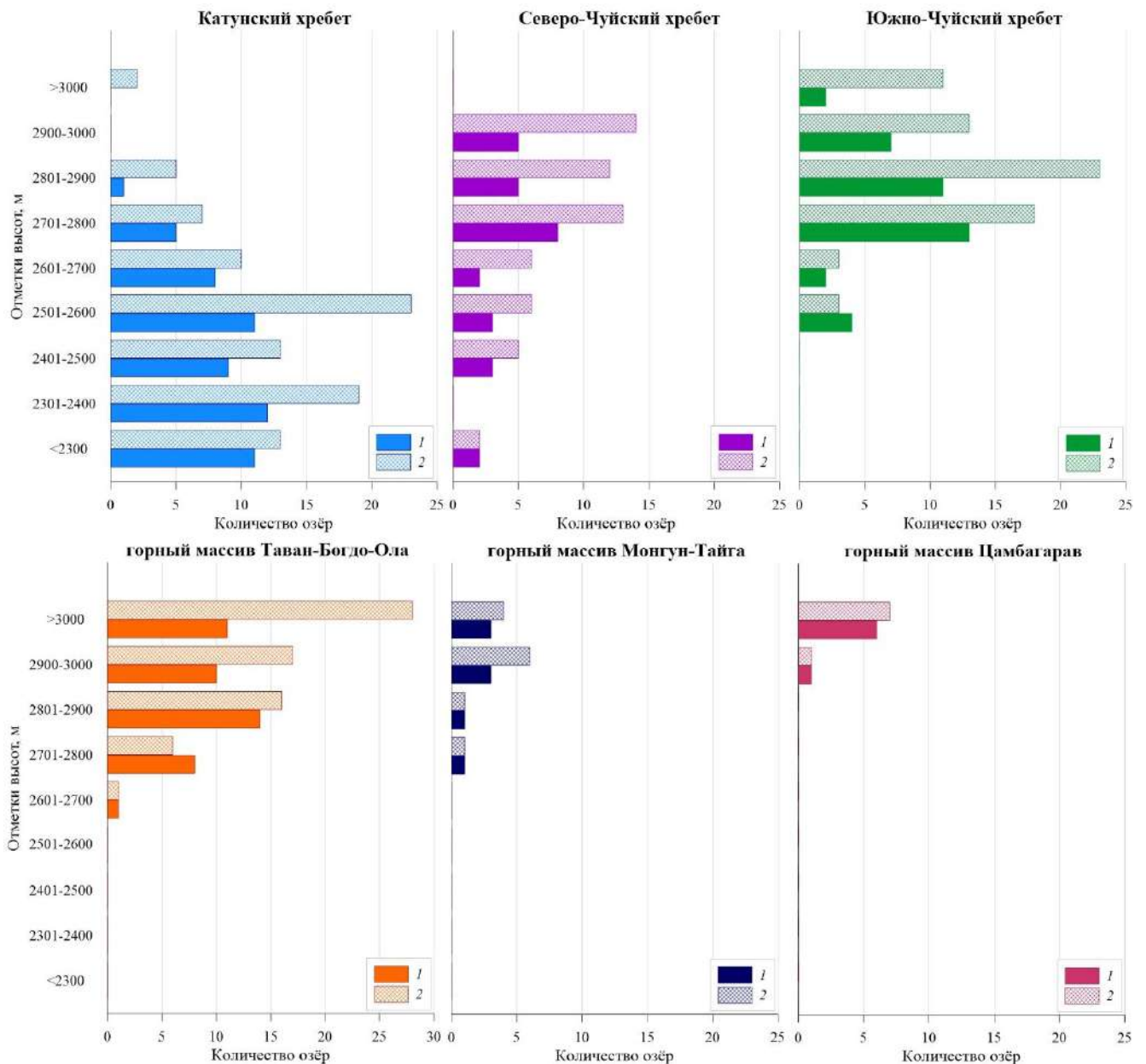


Рис. 4.5. Распределение количества моренных и приледниковых озёр по высотам на 2000 г. (1) и 2022 г. (2) на территории Центрального Алтая (Катунский, Северо-Чуйский и Южно-Чуйский хребты) и Юго-Восточного Алтая (горные массивы Таван-Богдо-Ола, Монгун-Тайга и Цамбагарав).

Анализ распределения озёр по высотам показал, что наблюдается разница в характере распределения водоёмов между Центральным и Юго-Восточным Алтаем. Так, например, при незначительной разнице площади оледенения, абсолютных высот и количества озёр, на территории горного массива Таван-Богдо-Ола (Юго-Восточный Алтай) озёра расположены в более высоких интервалах высот (начиная с 2600 м), по сравнению с хребтами Центрального Алтая, где озёра расположены в более низких высотных интервалах (с 2200 м). Это обусловлено тем, что на территории Центрального Алтая ввиду более увлажнённых климатических условий (годовая сумма осадков в 2-4 раза больше, чем сумма осадков на территории Юго-Восточного

Алтая) края ледников расположены ниже, чем на территории Юго-Восточного Алтая, тем самым создаются условия для формирования озёр в более низких высотных интервалах.

Также распределение моренных и приледниковых озёр по высотам показало, что на большей части горных массивов произошло смещение интервала области наибольшего распространения озёр (табл. 4.1).

*Таблица 4.1.*

Высотные интервалы наибольшего распространения моренных и приледниковых озёр на рассматриваемой территории.

Горный массив/хребет	Интервал наибольшего распространения озёр, м	
	2000 г.	2022 г.
Катунский	2301-2400	2501-2600
Северо-Чуйский	2701-2800	2900-3000
Южно-Чуйский	2701-2800	2801-2900
Таван-Богдо-Ола	2801-2900	>3000
Монгун-Тайга	2801-3000	2801-3000
Цамбагарав	>3000	>3000

До 2000 г. на территории Северо-Чуйского и Южно-Чуйского хребтов основная часть озёр находилась в интервале 2701-2800 м, на территории Катунского хребта – в интервале 2301-2400 м, на территории горного массива Таван-Богдо-Ола большая часть озёр была расположена в интервале 2801-2900 м. Наибольшее количество озёр на 2022 г. находится в краевых частях современных ледников: в интервале высот 2900 – 3000 м н.у.м, для Северо-Чуйского хребта, в интервале 2800-2900 м – для Южно-Чуйского хребта, в интервале 2500-2600 м – для Катунского хребта, и на высоте более 3000 м – для массива Таван-Богдо-Ола. Таким образом, верхняя граница интервала области максимального распространения приледниковых и моренных озёр в настоящее время (2022 г.) расположена по высоте на 100-200 м выше по сравнению с 2000 г., что связано с происходящим отступанием краев ледников. Однако для горных массивов Монгун-Тайга и Цамбагарав тенденции к смещению области максимального распространения озёр не наблюдается. Это связано с тем, что площадь оледенения этих массивов гораздо меньше по сравнению с вышеописанными горными массивами, то есть объёма талых ледниковых вод недостаточно для формирования новых приледниковых и моренных озёр. Также видно, что общее количество существующих озёр, расположенных на этих горных массивах, значительно ниже, чем на остальных рассматриваемых высокогорных территориях. То есть, существует тесная связь между отступанием ледников и изменениями, происходящими с моренными и приледниковыми озёрами. Так, на территории горных массивов с большой площадью оледенения при отступании ледников происходит формирование новых водоёмов на территориях, высвобождающихся ото льда, с сопряжённым смещением области наибольшего распространения озёр, а на территориях с малой площадью оледенения практически никаких изменений в

количестве озёр и их расположении не происходит. Таким образом, можно сделать вывод о том, что озёра являются индикаторами процесса деградации горного оледенения и отражают его изменения.

Также анализ спутниковых снимков позволил установить, как изменился коэффициент озёрности с 2000 г. по 2022 г., а также как изменилась суммарная площадь озёр по высотам (рис. 4.6). Коэффициент озёрности рассчитывался в пределах границ морены малого ледникового периода.

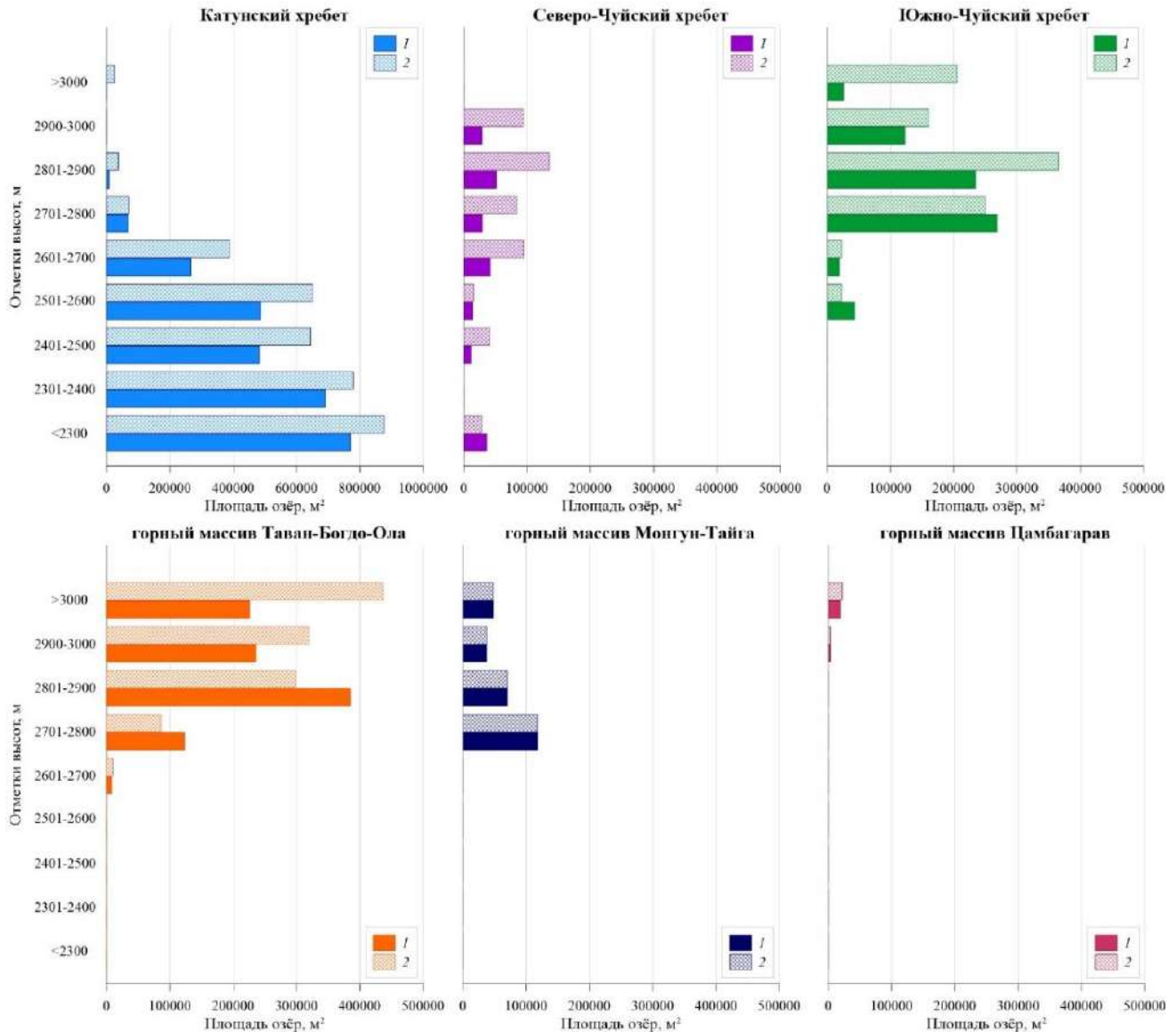


Рис. 4.6. Распределение по высотам суммарной площади моренных и приледниковых озёр на 2000 г. (1) и 2022 г. (2) на территории Центрального Алтая (Катунский, Северо-Чуйский и Южно-Чуйский хребты) и Юго-Восточного Алтая (горные массивы Таван-Богдо-Ола, Монгун-Тайга и Цамбагарав).

Согласно выполненному распределению суммарной площади озёр по высотам было выявлено, что тенденция изменения площадей озёр аналогична тенденции изменения их

количества. То есть на рассматриваемой территории наблюдается увеличение суммарной площади приледниковых и моренных водоёмов и коэффициента озёрности (табл. 4.2). Коэффициент озёрности рассчитывался как отношение суммарной площади зеркала озёр к суммарной площади территории, ограниченной мореной малого ледникового периода для каждого горного массива (в %). Величина суммарной площади территории горных массивов, ограниченная моренами малого ледникового периода, бралась из опубликованных работ (Окишев, 2011; Ganyushkin et al, 2022).

Таблица 4.2.

Изменение суммарной площади моренных и приледниковых озёр и коэффициента озёрности на рассматриваемой территории.

Горный массив/хребет	Суммарная площадь озёр, тыс. м <sup>2</sup>			Коэффициент озёрности	
	2000 г.	2022 г.	Изменение, %	2000 г.	2022 г.
Катунский	2773	3470	25	0.84	1.05
Северо-Чуйский	213	491	130	0.07	0.16
Южно-Чуйский	714	1028	44	0.23	0.33
Таван-Богдо-Ола	978	1149	17	0.28	0.32
Монгун-Тайга	274	290	6	0.8	0.85
Цамбагарав	22	25	14	0.017	0.019

Установлено, что на территории Катунского и Южно-Чуйского хребтов, а также на территории массива Таван-Богдо-Ола наблюдается наибольшая суммарная площадь озёр. А наиболее сильные изменения суммарной площади водоёмов с 2000 г. по 2022 г. произошли на хребтах Центрального Алтая (от 25 до 130%), в то время как суммарная площадь озёр, находящихся на территории Юго-Восточного Алтая, изменилась незначительно (от 6 до 17%). Для горных массивов Монгун-Тайга и Цамбагарав незначительные изменения площадей озёр связаны с тем, что площадь оледенения этих массивов по сравнению с другими территориями мала, и величины стока талых вод недостаточно для увеличения озёр. Если сравнивать горный массив Таван-Богдо-Ола с хребтами Центрального Алтая, то при схожей суммарной площади озёр величина площади изменилась всего на 17%. Это обусловлено режимом увлажнения территории и высотой расположения краевых частей ледников. При отступании ледника и, соответственно, при сокращении связи озера с ледником на фоне небольшой годовой суммы осадков происходит сокращение площадей водоёмов, именно эта тенденция и характерна для более низких интервалов высот для горного массива Таван-Богдо-Ола, а также это имеет место (только в меньшей мере) для низких интервалов высот Южно-Чуйского хребта, так как он находится восточнее, чем Катунский и Северо-Чуйский хребты.

Таким образом, на рассматриваемой территории за последние 22 года отмечается следующая тенденция: на территории Центрального Алтая происходит рост как количества приледниковых и моренных озёр, так и их суммарной площади. Что касается территории Юго-Восточного Алтая, то для горных массивов Монгун-Тайга и Цамбагарав, ввиду их малой

площади оледенения, характерно небольшое количество моренных озёр, которое с течением времени слабо изменяется. Суммарная площадь водоёмов на территории этих горных массивов также практически не изменяется. Однако для горного массива Таван-Богдо-Ола наблюдается другая тенденция: в более высоких интервалах высот наблюдается как увеличение количества озёр, так и увеличение их суммарной площади, но в более низких интервалах высот отмечается сокращение количества и суммарной площади водоёмов. Это свидетельствует о том, что на территории Юго-Восточного Алтая, которая характеризуется более аридным климатом, существование озёр полностью определяется наличием достаточного поступления к озёрам талых ледниковых вод. Происходящее отступление ледников ведёт к тому, что происходит сокращение связи моренных озёр, расположенных в более низких высотных интервалах, с ледниками, в результате чего происходит деградация водоёмов вплоть до полного их исчезновения.

#### **4.3. Описание уровня режима приледниковых и моренных озёр, находящихся на разных стадиях развития, на основе полевых исследований и данных дистанционного зондирования Земли**

Важным вопросом, связанным с исследованием прорывоопасных моренных озёр, является изучение процесса формирования водоёмов, их эволюции и стадий развития. В настоящее время этому направлению уделяется крайне мало внимания, что было подтверждено выполненным обзором опубликованных научных работ (глава 1 настоящего исследования). Следует отметить научные исследования (Зимницкий, 2005; Пряхина и др., 2021; Распутина и др., 2022), в которых рассмотрены и описаны стадии развития озёр.

В настоящем диссертационном исследовании на основе обобщения имеющегося опубликованного материала по данному вопросу, многолетних данных полевых гидрологических наблюдений (в которых принимал участие автор) на приледниковых и моренных озёрах Алтая, находящихся на разных стадиях развития, и данных, полученных при анализе спутниковых снимков, были введены характеристики, согласно которым представляется возможным отнести исследуемое озеро к той или иной стадии развития.

Согласно классификации, предложенной в (Зимницкий, 2005) и дополненной в (Пряхина и др., 2021) можно выделить три стадии развития моренных и приледниковых озёр: трансгрессивная, регрессивная и квазистабильная.

##### **4.3.1. Трансгрессивная стадия развития**

Трансгрессивная стадия (фаза роста) характеризуется заполнением озёрной чаши моренного озера талыми ледниковыми водами с повышением уровня воды, увеличением площади зеркала и глубин озера.

На этапе трансгрессивной стадии развития находятся практически все молодые (возрастом до 15-20 лет) приледниковые озёра. Такие озёра чаще всего имеют малые размеры (до 6000 м<sup>2</sup>), расположены у края ледника или в непосредственной близости к нему и частично окружены современными моренными отложениями. Основным источником питания являются талые ледниковые воды. Примерами озёр, находящихся на самой ранней стадии развития, и на которых выполнялись полевые гидрологические исследования, являются озёра «Малое» (горный массив Монгун-Тайга), «Гачи-Коль» (горный массив Таван-Богдо-Ола), «Чилл» и «НВ» (Южно-Чуйский хребет).

Наблюдения за уровнем воды на озёрах показали, что уровенный режим озёр в период трансгрессивной фазы характеризуется внутрисуточной динамикой, обусловленной различной интенсивностью абляции на леднике, и повторяет с некоторым запаздыванием суточный ход температуры воздуха (рис. 4.7а,б). Амплитуда колебаний уровня воды может достигать 150-170 см.

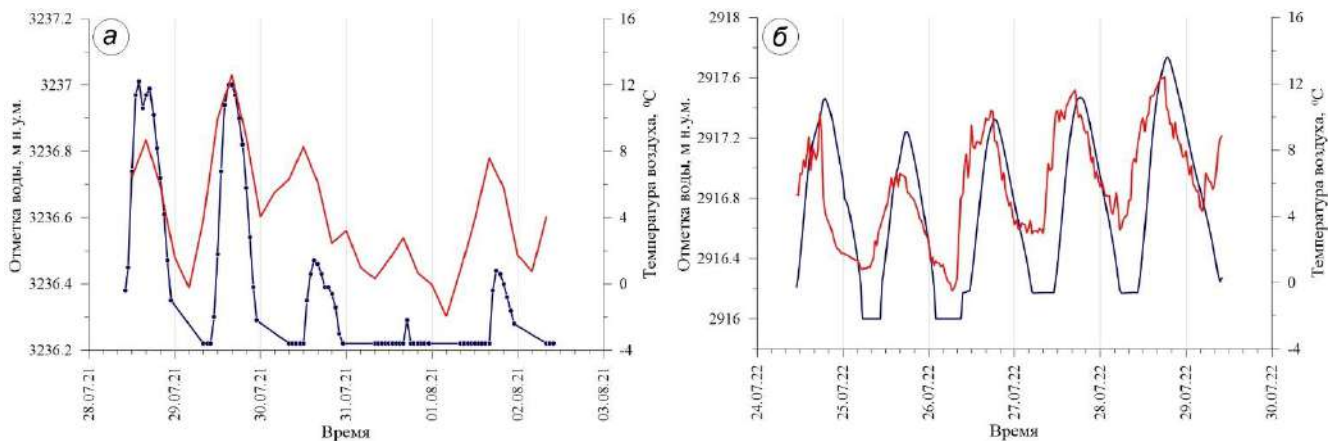


Рис. 4.7. Совмещённый ход уровня воды на озере Гачи-Коль и температуры воздуха на метеостанции, установленной в месте проведения полевых работ (3260 м н.у.м.) (а). Совмещённый ход уровня воды на озере «Чилл» и температуры воздуха на метеостанции, установленной в месте проведения полевых работ (3000 м н.у.м.) (б).

Приледниковые озёра имеют сложный режим уровней не только в суточном, но и в годовом ходе (рис. 4.7). Так, анализ изменения площади по спутниковым снимкам озера «Гачи-Коль» (горный массив Таван-Богдо-Ола), расположенного в краевой части ледника № 12 (Каталог ледников..., 1977; Ganyushkin et al, 2022) показал, что озеро существовало только в период абляции ледника: в середине июня котловина водоёма наполнялась, а в конце сентября происходил полный спуск воды по фильтрационным каналам. При этом на конец теплого периода каждого следующего года объём и площадь зеркала озера становились больше (рис. 4.8). Схожая тенденция изменения площадей зеркала отмечена для озера «Малое», примыкающего к леднику № 24 (массив Монгун-Тайга) (Распутина и др., 2021а): площадь водоёма увеличилась за

период с 2016 по 2022 г. на 74% (рис. 4.7). Озеро «Чилл», расположенное на территории Южно-Чуйского хребта имеет такой же сезонный и межгодовой ход изменения площади (рис. 4.8).

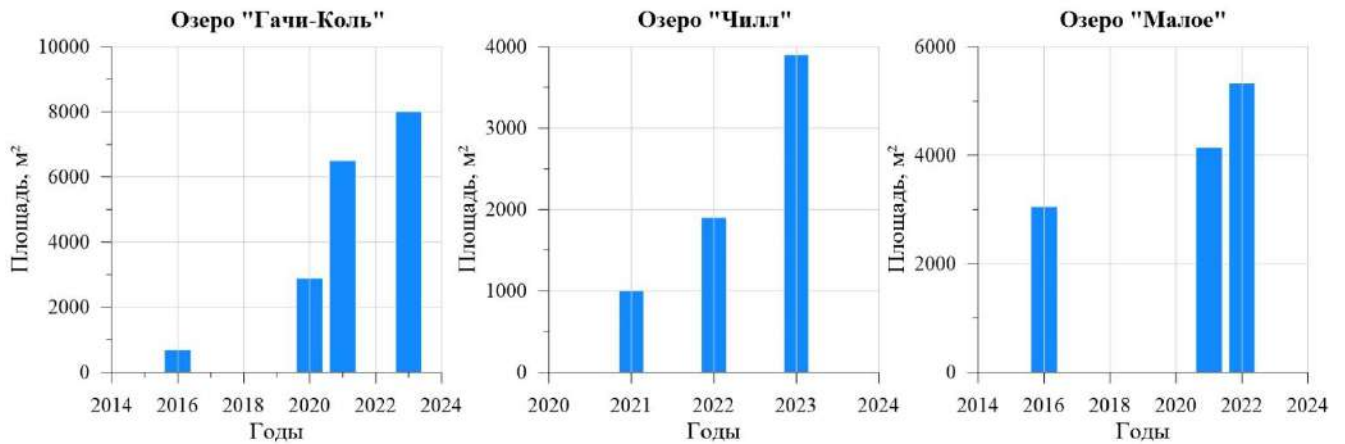


Рис. 4.8. Изменение площадей приледниковых озёр «Гачи-Коль», «Малое» и «Чилл», находящихся в трансгрессивной стадии развития. Определение площади озера проводилось на конец периода абляции.

Представляют интерес «пятящиеся» озёра, которые, сохраняя связь с отступающим ледником, меняют свою конфигурацию. В качестве примера «пятящегося» озера можно привести приледниковый водоём, расположенный в бассейне р. Ховд на территории горного массива Хархираа (Северо-Западная Монголия) (рис. 4.9). При визуальном сокращении площади объём озера может увеличиваться: вероятнее всего, освобождающаяся ото льда территория имеет более глубокий врез, и озёрные воды «перетекают» ближе к леднику. Несмотря на отсутствие увеличения площади зеркала водоёма в многолетнем аспекте, «пятящиеся» озёра, имеющие прямую связь с ледником, по нашему мнению, следует относить к трансгрессивной стадии развития.

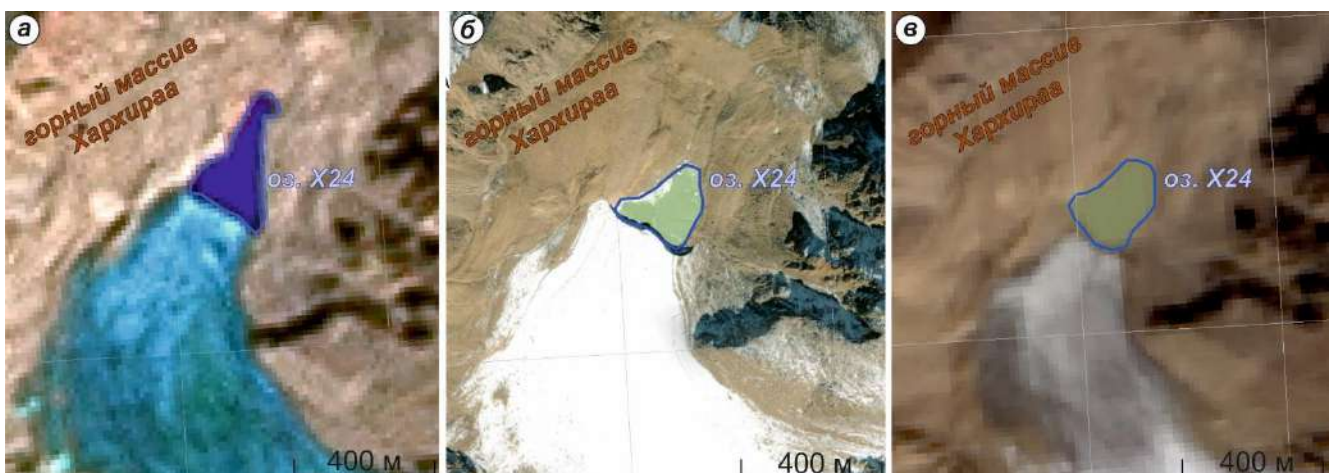


Рис. 4.9. Изменение конфигурации «пятящегося» озера X24 в бассейне р. Ховд (горный массив Хархираа, Северо-Западная Монголия) в период с 2000 по 2022 г.: а – июнь 2000 г.; б – август 2012 г.; в – август 2022 г. (название дано по формирующемуся каталогу озёр).



#### 4.3.2. Регрессивная стадия развития

Регрессивная стадия развития водоёма характеризуется сокращением размеров озера и уменьшением его водной массы на конец периода абляции в многолетнем разрезе. Эта стадия может протекать достаточно быстро (от нескольких часов до нескольких месяцев) при разрушении подпруживающей перемычки или спуске озёрных вод по фильтрационным каналам внутри дамбы или растягиваться на долгий период (годы). При сокращении связи озера с ледником, т.е. постепенное уменьшение ледникового питания, процесс регрессии растягивается на годы. Например, моренно-подпрудные озёра «Хойнур» и «Верхнее» (горный массив Монгун-Тайга), площади зеркала которых при потере прямой связи с отступающими ледниками начали сокращаться с 2012 и 2014 гг. соответственно и состояния стабильности (квазистабильная стадия) на сегодняшний день не достигли (рис. 4.10а,б).

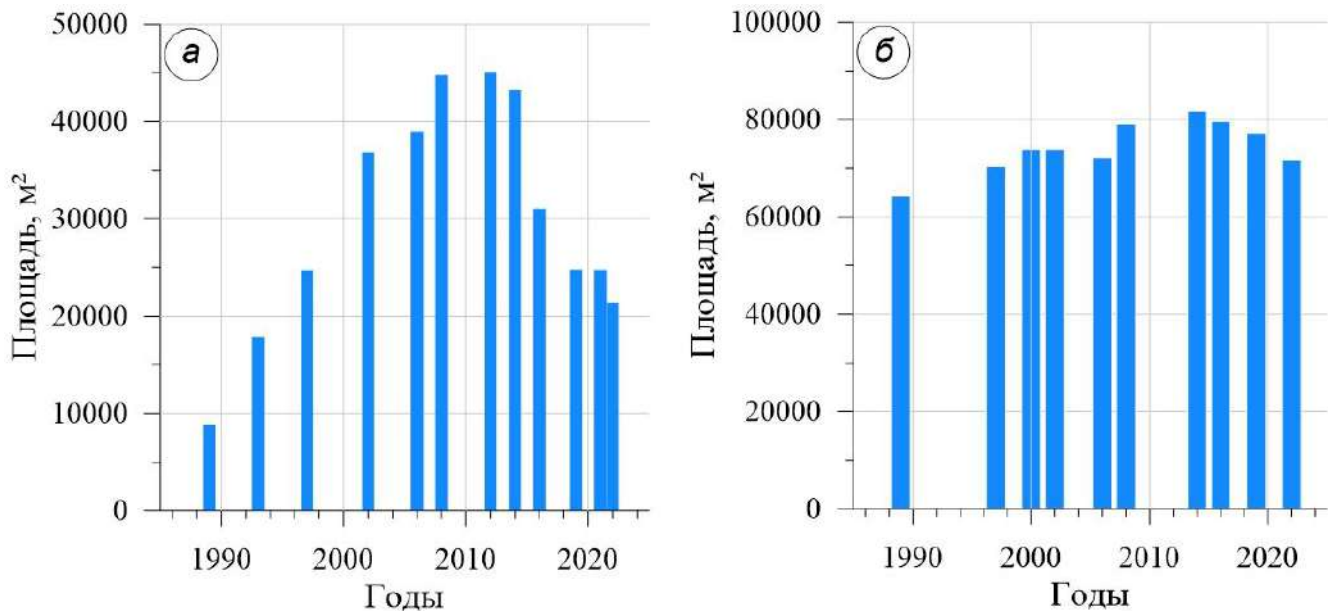


Рис. 4.10. Изменение площади озера Хойнур (а) и озера Верхнее (б) в многолетнем периоде.

#### 4.3.3. Прорыв озера как особый случай регрессивной стадии развития

Особым случаем развития моренных водоёмов является прорыв озера, связанный с разрушением моренной перемычки, подпруживающей озеро, в результате которого происходит быстрое опорожнение озёрной котловины (в этом случае длительность регрессивной стадии может составить несколько часов) с формированием прорывного паводка; или спуск озёрных вод по фильтрационным каналам без разрушения моренной плотины (в этом случае длительность сокращения размеров озера может составлять несколько месяцев). Прорыв озера происходит в результате ослабления подпруживающей водоём моренной плотины. Ослабление перемычки обусловлено увеличением размеров озера (то есть когда моренный водоём находится в трансгрессивной стадии развития). Повышение уровня воды в озере может привести к его переполнению и последующему переливу воды через гребень, или к размыву фильтрационного

канала в теле плотины (формирование прорывного паводка в результате прорыва озера в случае двух наиболее распространённых триггерных механизмах прорыва подробно описано в разделе 2.1 настоящей диссертации).

Примером прорыва озера является прорыв озера Маашей (Северо-Чуйский хребет) в результате разрушения подпруживающей перемычки. Прорыву водоёма предшествовало длительное увеличение его размеров (трансгрессивная стадия), а воздействие внешнего триггера в виде продолжительных интенсивных осадков привело к подъёму уровня воды в озере и обводнению подпруживающей перемычки, её ослаблению, размыву и последующему прорыву озера с образованием прорывного паводка и сопряжённого с ним селевого потока (подробное описание развития озёра и его прорыва описано в разделе 4.4).

Спуск озера по фильтрационным каналам можно рассмотреть на примере озера «Барсово» (русская часть горного массива Таван-Богдо-Ола). При визуальном обследовании водоёма в 2021 году был выявлен поверхностный отток воды из озера, который при понижении уровня воды в водоёме переходил из поверхностного в подземный и фиксировался на внешней стороне подпруживающей морены в виде высачивания. Это позволило выдвинуть предположение о высокой вероятности спуска озера (Распутина и др., 2022). Анализ разновременных спутниковых снимков за многолетний период показал, что в предшествующий спуску период времени озеро «Барсово» также находилось в трансгрессивной стадии развития (рис. 4.11).

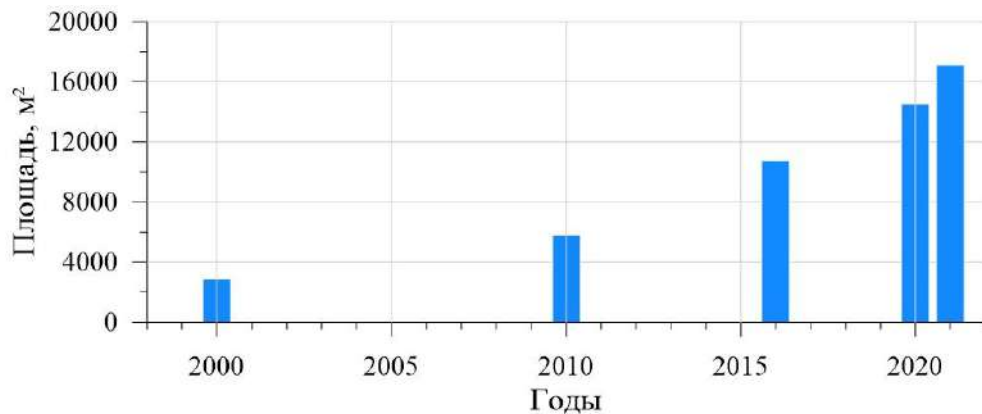


Рис. 4.11. Изменение во времени площади озера «Барсово».

В конце июня 2022 г., согласно анализу спутниковых снимков, начался процесс истечения, и к 3 сентября водоём был полностью осушен (рис. 4.12). На основе выполненных в 2021 г. батиметрической и тахеометрической съёмок были рассчитаны объёмы воды в озере за период его спуска (рис. 4.13). Достаточно равномерный спуск озера свидетельствует о том, что канал, по которому происходил отток воды, не изменялся в размерах и находился в нижней части озёрной котловины.



Рис. 4.12. Изменение площади озера «Барсово» в период его спуска.

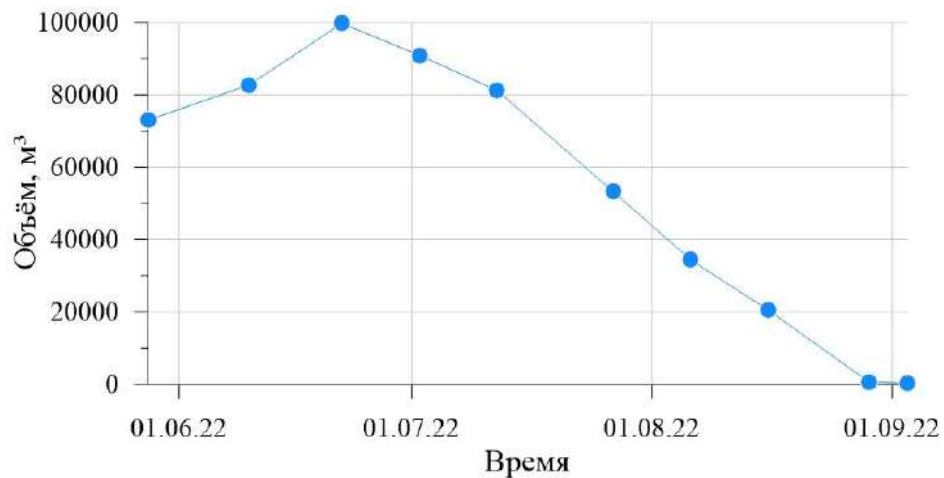


Рис. 4.13. Изменение объёмов озера Барсово в течение его спуска по фильтрационным каналам.

Так как озеро «Барсово» являлось приледниковым озером, и его основным источником питания были талые ледниковые воды, то в летний период водоём имел максимальные размеры, а с сентября уровень воды начинал снижаться. При полном спуске озера летом 2022 г. падение уровня воды и соответствующее сокращение площадей озера началось в июне 2022 г. Таким образом, смещение спуска водной массы на более ранний тёплый период для моренных и приледниковых озёр является признаком высокой прорывоопасности озера и необходимостью проведения мониторинговых наблюдений. Объём и максимальный расход прорывного паводка зависят от высоты расположения и размеров образовавшегося фильтрационного канала.

Таким образом прорыв подпруживающей перемычки озера и спуск водоёма по фильтрационным каналам приводят к уменьшению размеров озера вплоть до полного его исчезновения. В ситуации, когда происходит частичное опустошение озёрной котловины в результате прорыва или спуска водной массы по каналам, озеро продолжает существовать и может перейти в квазистабильную стадию развития. В случае перекрытия поверхностного стока или блокировки фильтрационных каналов после произошедшего прорыва моренный водоём может снова начать увеличиваться в размерах и перейти в трансгрессивную стадию развития. В

этом случае может произойти повторный прорыв озера (регрессивная стадия развития). Таким образом, в случае, если водоём продолжает существовать после произошедшего прорыва, то при дальнейшем развитии озеро может перейти на любую стадию развития в зависимости от экзогенных процессов, происходящих на его водосборе, изменения климатической ситуации и влияния триггерных механизмов, которые могут привести к повторному прорыву.

#### 4.3.4. Квазистабильная стадия развития

Квазистабильная стадия характеризуется стабильным состоянием водоёма, т.е. в многолетнем разрезе площадь озера и его объём практически не изменяются в размерах.

О внутригодовой и многолетней изменчивости уровней косвенно можно судить по изменению площадей водоёма. Так, например, озеро «Таможенное» перешло в квазистабильную стадию (Южно-Чуйского хребет), о чём свидетельствует прекратившееся с 2014 года многолетнее сокращение площади зеркала (рис. 4.14а). Также квазистабильное состояние характерно для карового озера «Лагерное», подпруженного скальным ригелем, площадь зеркала которого с 1987 г. на конец периода абляции значительно не менялась (рис. 4.14б).

На суточный режим уровней водоёмов, находящихся в квазистабильной стадии, значительное влияние оказывает сток жидких осадков с части водосбора, не занятой ледником. В период дождей рост и спад уровня растягивается на несколько суток, а при отсутствии осадков уровень воды имеет выраженный внутрисуточный ход, повторяющий ход температуры воздуха с учётом времени добегания (в нашем примере - 8-10 часов) (Рис. 4.15а,б).

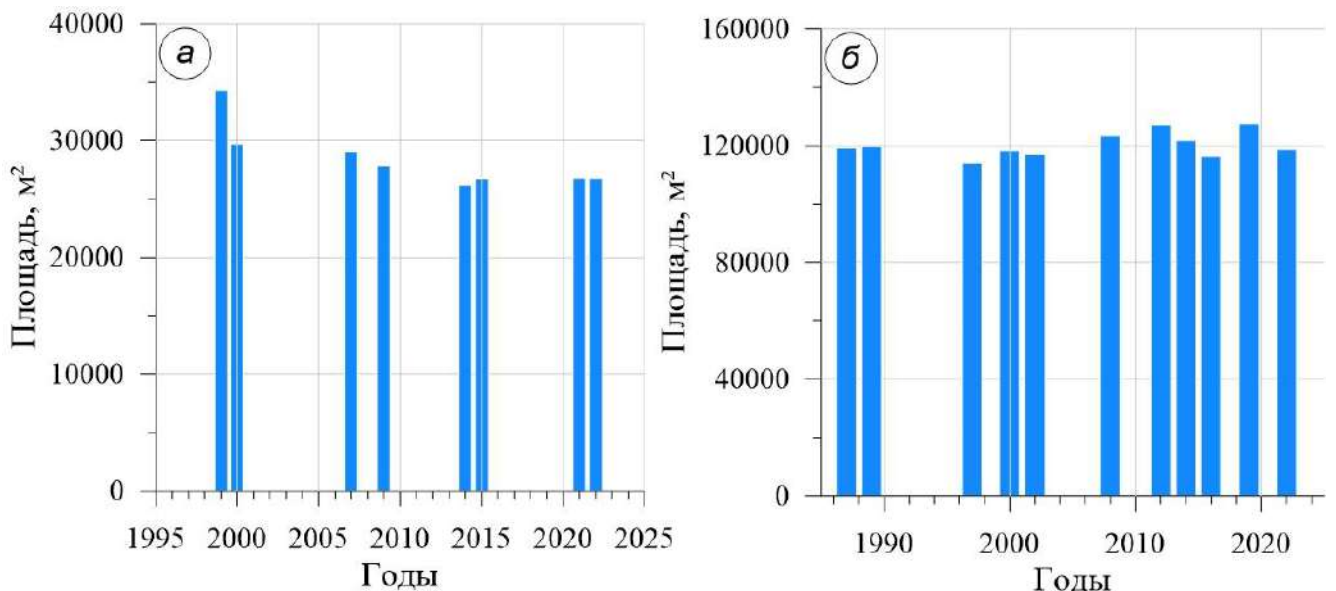


Рис. 4.14. Изменение площади озера «Таможенное» (а) и озера «Лагерное» (б).

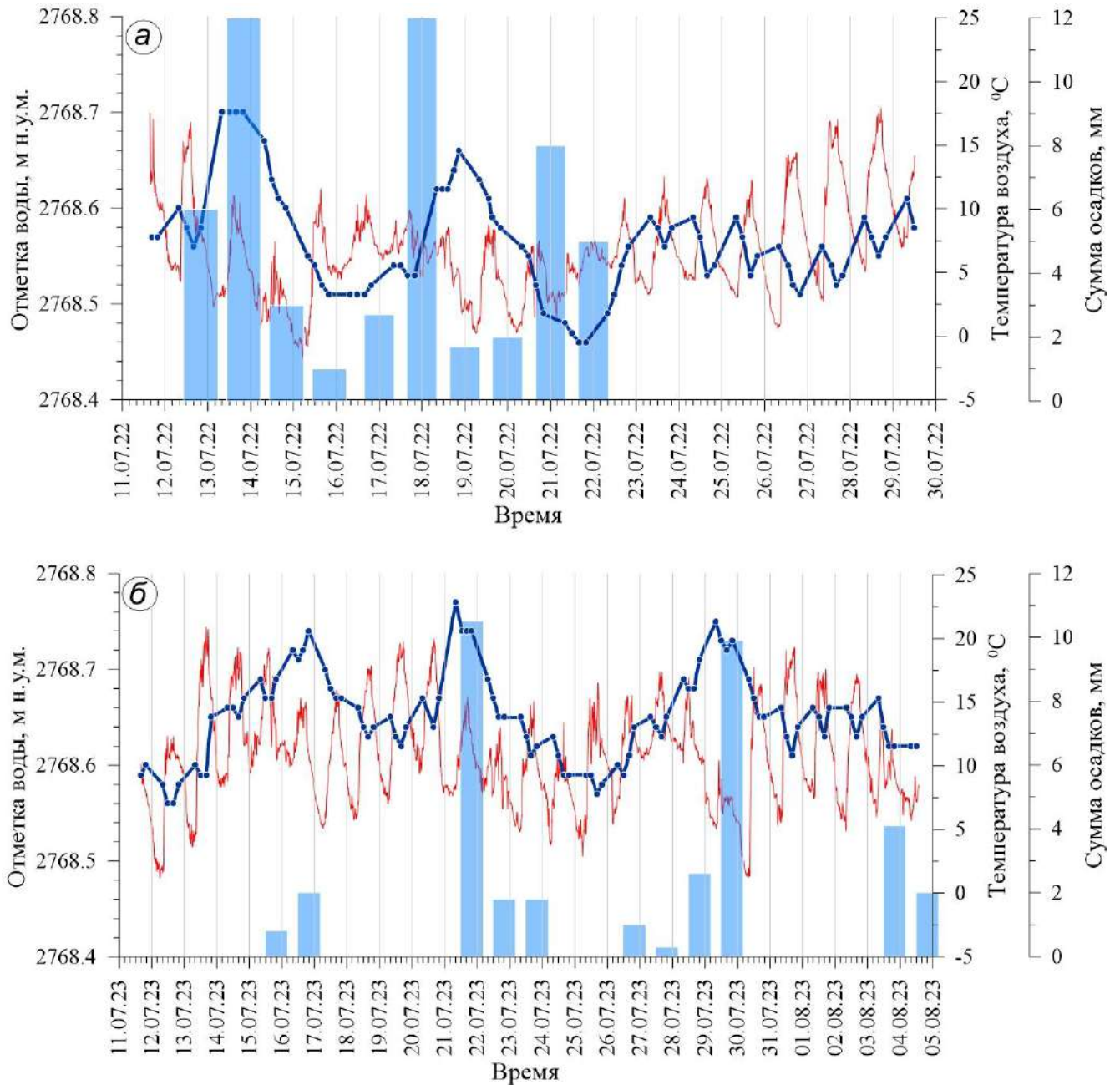


Рис. 4.15. Ход уровня воды на озере «Таможенное» в 2022 (а) и 2023 (б) гг.

В большинстве случаев моренные озёра в своём развитии последовательно проходят стадии трансгрессии, регрессии и переходят в квазистабильное состояние. В отдельных случаях тенденция развития озёр может измениться. Так, например, озеро Нурган, расположенное на территории горного массива Цамбагарав (Монголия) прошло основную фазу регрессивной стадии, о чём свидетельствуют сохранившиеся в рельефе следы изменений объема и направления стока озера. Разрушением моренного вала в промежутке между 1948 и 1968 гг. (Пряхина и др., 2021) вызвало частичный спуск водоёма, а утрата прямой связи с отступающим ледником Эрегтийн привела к переходу из приледникового водоёма в моренно-подпрудное. Во время полевых работ 2019 года в северо-восточной части склона озерной котловины был обнаружен участок с активным вытаиванием и обрушением грунта (Пряхина и др., 2021). В связи

активизацией термоэрозии в последние годы в горах Алтая (Chistyakov, Ganiushkin, 2015), наблюдение за процессом было продолжено с использованием спутниковых снимков Sentinel. Выявлено, что термоэрозионное осыпание подпруживающей плотины привело к смещению контура озера в северо-восточной части за последние 2 года примерно на 10-15 м. При этом за четыре года площадь озера практически не менялась: 62.1 тыс. м<sup>2</sup> - в 2019 г. (получено по полевым данным); 62.2 тыс. м<sup>2</sup> и 61.9 тыс. м<sup>2</sup> – в 2020 и 2022 гг., соответственно (по данным ДДЗ). Увеличение площади озера на конец периода абляции 2023 г. на 5.5% по сравнению с 2022 г., возможно свидетельствует о начале очередной трансгрессивной стадии. Продолжающееся отступление края моренной перемычки может привести к её разрушению и возможному прорыву озера и переходу в регрессивную стадию.

По результатам выполненных описаний стадий развития водоёмов и обобщения гидрографических описаний, данных полевых наблюдений и результатов дешифрирования спутниковых снимков были детализированы характеристики озёр, находящихся на различных стадиях развития (табл. 4.3).

Таблица 4.3.

## Обобщенные характеристики озёр на разных стадиях развития

Стадия развития водоёма	Морфологические характеристики	Гидрологические характеристики	Временная изменчивость морфометрических характеристик
трансгрессивная	время образования не более 20 лет назад; небольшие размеры (до 6000 м <sup>2</sup> ); расположение в непосредственной близости от ледника	выраженный внутрисуточный и многолетний ход уровня воды; преобладание ледникового питания	постепенное увеличение площади и глубины озера на конец сезона абляции каждого следующего года
регрессивная	частично осушенная котловина, иногда присутствие озёрных террас; наличие прорана в подпруживающей дамбе; наличие вытекающего ручья	снижение уровня воды в многолетнем/сезонном разрезе в результате сокращения ледникового питания при отступании ледника либо при частичном спуске по фильтрационным каналам; иногда резкое падение уровня в случае прорыва дамбы	постепенное уменьшение площади и глубины озера на конец сезона абляции каждого следующего года, иногда резкое сокращение водоёма в результате прорыва подпруживающей перемычки
квазистабильная	частично осушенная котловина, иногда присутствие озёрных террас; наличие прорана в подпруживающей дамбе; наличие вытекающего ручья	отсутствие значимых изменений уровня воды в многолетнем разрезе; в течение сезона абляции в период выпадения осадков внутрисуточные колебания уровня воды не выражены	изменения размеров водоёма в многолетнем разрезе выражены слабо

Распределение современных приледниковых и моренных водоёмов по стадиям развития было выполнено на основе дополненной классификации (табл. 4.3). Ввиду отсутствия

информации об уровне режиме озёр по данным полевых исследований, распределение озёр исследуемых горных массивов по стадиям развития (рис. 4.16) выполнялось по результатам анализа спутниковых снимков. В этом случае для классификации водоёмов использовались критерии «Морфологические характеристики» и «Временная изменчивость морфометрических характеристик» предложенной классификации (табл. 4.3).

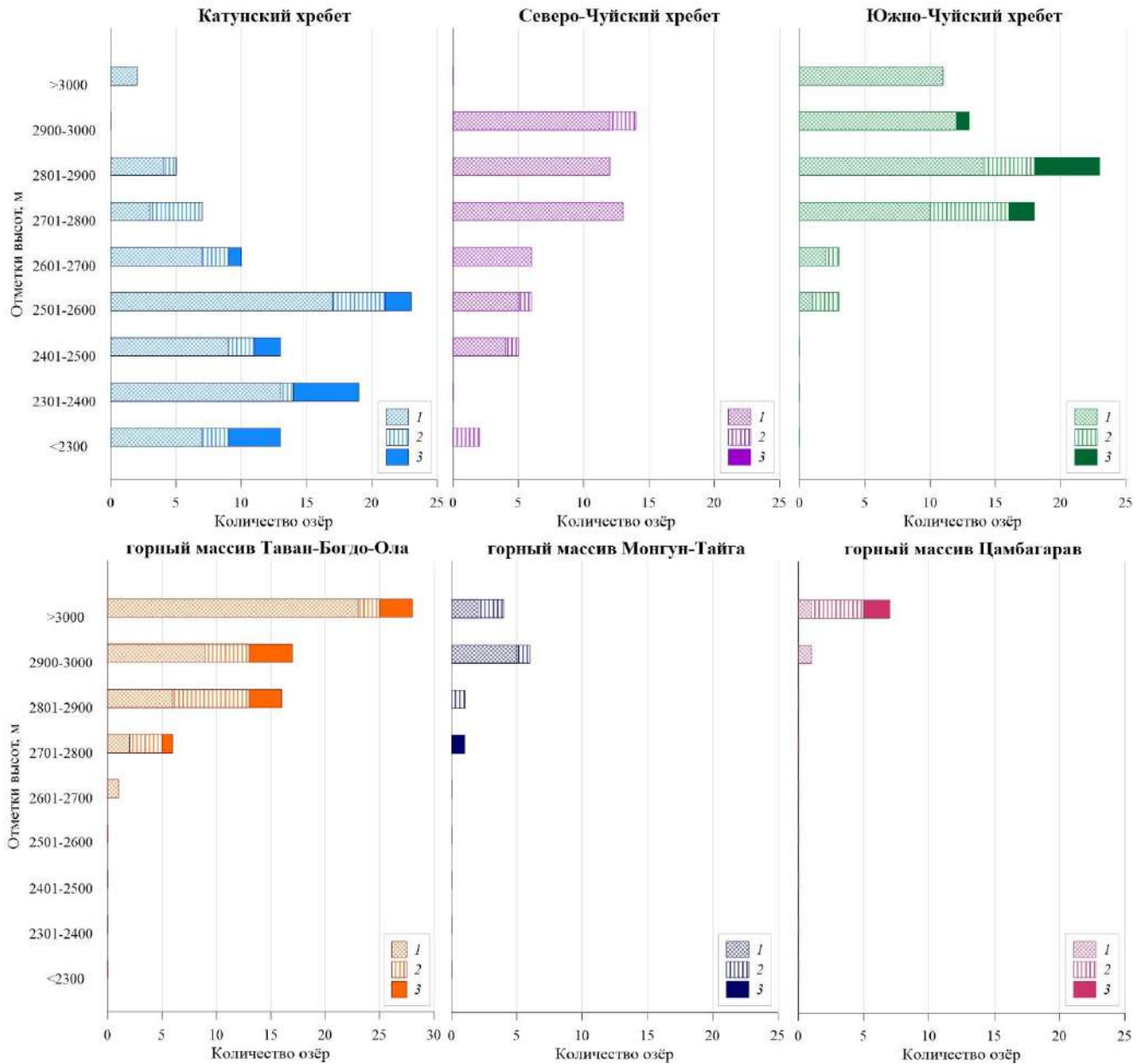


Рис. 4.16. Распределение моренных и приледниковых озёр по стадиям развития и по высотам на территории Центрального Алтая (Катунский, Северо-Чуйский и Южно-Чуйский хребты) и Юго-Восточного Алтая (горные массивы Таван-Богдо-Ола, Монгун-Тайга и Цамбагарав).

Обозначения: 1 – трансгрессивная, 2 – регрессивная, 3 – квазистабильная стадии развития.

Установлено, что большая часть современных водоёмов находятся в трансгрессивной стадии развития. Имеет место тенденция к увеличению с высотой процента озёр (от общего количества водоёмов), находящихся в трансгрессивной стадии, на территории Центрального

Алтая и горного массива Таван-Богдо-Ола, так как в более высоких интервалах высот находятся современные края ледников, при отступании которых формируются новые водоёмы. Для горных массивов Монгун-Тайга и Цамбагарав такой тенденции не наблюдается, ввиду малой площади оледенения, таяние которой не приводит к образованию новых и росту существующих водоёмов. Для Центрального Алтая и горного массива Таван-Богдо-Ола характерно, что озёра, находящиеся в регрессивной и квазистабильной стадиях, расположены в более низких интервалах высот, так как связь этих водоёмов с ледниками сокращается ввиду отступления последних. А для горных массивов Монгун-Тайга и Цамбагарав такая тенденция отсутствует.

Ввиду того, что основная часть водоёмов находится в трансгрессивной стадии развития, т.е. увеличиваются в размерах и имеют нестабильный уровенный режим, а, следовательно, могут прорваться, то необходимо проводить мониторинговые исследования этих водоёмов и оценивать характеристики возможного прорывного паводка, главным образом, тех озёр, которые находятся в бассейнах рек, протекающих через населённые пункты и в долинах которых расположены объекты инфраструктуры.

На основе данных полевых исследований и дополненной классификации стадий развития озёр (табл. 4.3) было установлено, что реально прорвавшиеся озёра Маашей и Нурган в предшествующий прорыву период находились в трансгрессивной стадии развития (увеличивались в размерах). Поэтому эти водоёмы были выбраны в качестве объектов для расчёта характеристик прорывных паводков.

#### **4.4. Объекты исследования для моделирования на территории Алтая**

##### ***Озеро Маашей (Северо-Чуйский хребет, Республика Алтай, Россия)***

Озеро Маашей было расположено в верховьях реки Мажой (левый приток реки Чуя) на территории Северо-Чуйского хребта на высоте 1984 м. н.у.м. и образовалось при перекрытии стока реки Мажой каменным глетчером с западной части долины (рис. 4.17) и обвалом рахлообломочного материала с её восточной части. Подпруживающая озеро плотина имела сложную неоднородную структуру и состояла из конечной морены ледника Большой Маашей, конуса выноса с восточного борта долины и каменного глетчера с западного борта (Быков, 2013).



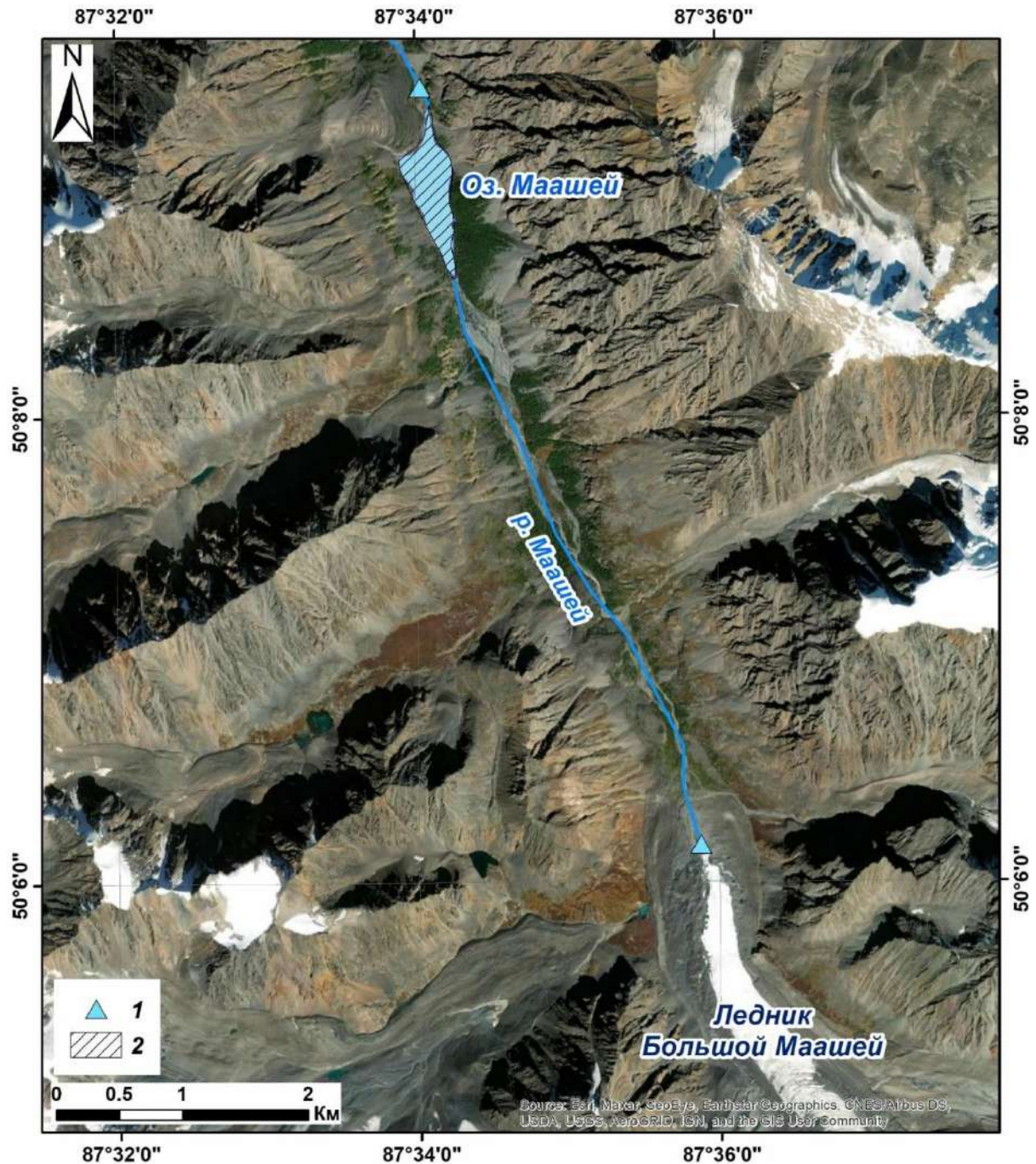


Рис. 4.17. Расположение озера Маашей.

Детальный анализ спутниковых снимков Landsat-3, 5, 7 позволил выявить внутригодовую и межгодовую изменчивость величины площади зеркала озера, что косвенно свидетельствовало об изменении притока воды к водоёму, а, следовательно, и об его уровненом режиме. В качестве примера внутригодовой изменчивости приведём восстановленный внутригодовой цикл изменения площади озера за 2011 год по нескольким временным срезам, который показал, что зимой озеро спускалось полностью, а начиная с июня снова происходило заполнение озёрной котловины: в начале июня (3.06.2011 г.) площадь озера составляла 63 тыс.м<sup>2</sup>, в августе (13.08.2011 г.) достигала максимального значения 255 тыс. м<sup>2</sup>, в сентябре (14.09.2011 г.) озеро

начало сокращаться, площадь составила 238 тыс. м<sup>2</sup>, достигнув в конце сентября (30.09.2011 г.) 191 тыс. м<sup>2</sup>. В октябре озеро полностью спустилось. Такой режим уровня воды был подтвержден литературными данными (Быков, 2013; Borodavko, Litvinov, 2013). Существование озера только в тёплый период года свидетельствовало о том, что главным источником питания водоёма являлись талые ледниковые воды, а полный спуск озера в осенне-зимний период указывал на наличие в теле подпруживающей плотины фильтрационных каналов, по которым осуществлялся сток. Пропускная способность фильтрационных каналов была оценена для периода сокращения площади и объёма озера в осенний период с использованием батиграфической и объёмной кривых озера, полученных по результатам выполненной тахеометрической съёмки, и величины осреднённого измеренного при проведении полевых работ расхода воды реки Маашей, который составил 1.3 м<sup>3</sup>/с. Расход оттока озёрных вод по фильтрационным каналам варьировался от 1.4 до 1.6 м<sup>3</sup>/с. Отметим, что величина вклада ледниковых вод в питание реки Маашей на момент проведения полевых исследований составляла по уравнению изотопного баланса 80%, что также подтверждает преимущественно ледниковое питание озера.

В многолетнем разрезе площадь озера увеличивалась к концу периода абляции каждого года (трансгрессивная стадия развития, см. рис. 4.18), что обусловлено большим притоком воды в результате повышенного таяния ледника в условиях нестационарной климатической ситуации (несмотря на то, что водоём спускался в осенне-зимний период, на следующий год в течение тёплого периода заново происходило заполнение озёрной котловины талыми ледниковыми водами, причём объём озера с течением времени становился больше). Последнее подтверждается выявленными статистически значимыми положительными трендами среднегодовой (рис. 4.19а) и среднемесячной температуры воздуха периода абляции (июнь, июль, август) после 1980 г. (Распутина и др., 2022) по данным метеостанции Кара-Тюрек, которая ближе всего расположена к исследуемой территории.

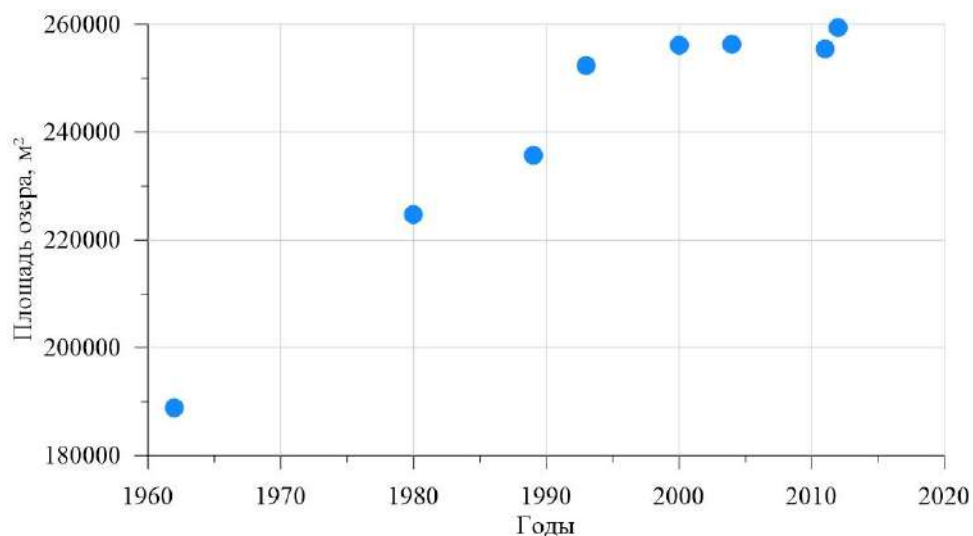


Рис. 4.18. Изменение площади озера Маашей во времени.

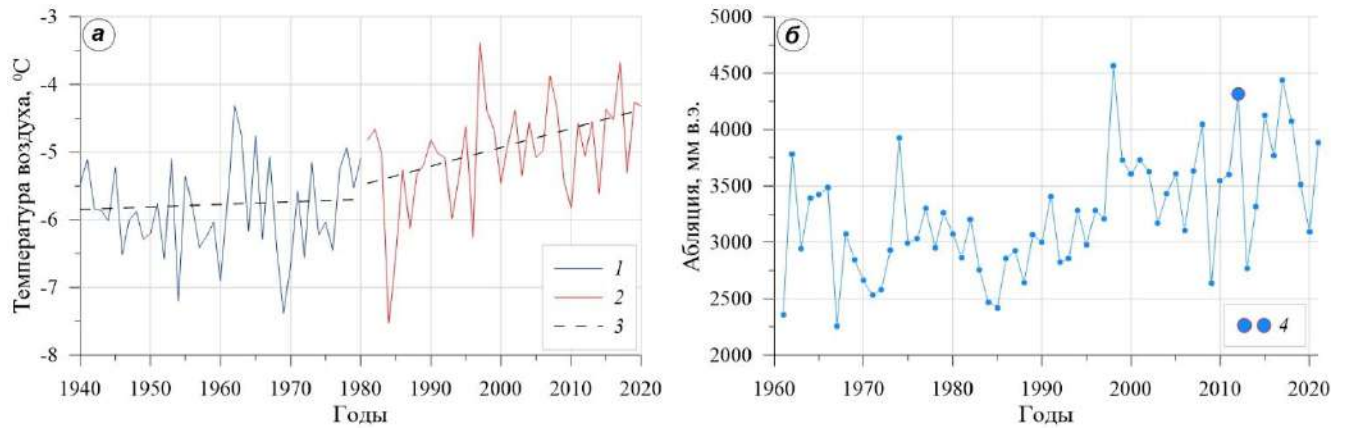


Рис. 4.19. Ход среднегодовой температуры воздуха по данным метеостанции Кара-Тюрек (а); изменение величины средней абляции на леднике Большой Маашей за летний сезон (б).

Обозначения: 1 – ход среднегодовой температуры воздуха до 1980 г.; 2 – ход температуры воздуха после 1980 г.; 3 – тренды температуры воздуха; 4 – величина абляции на леднике Большой Маашей в 2012 г.

Наиболее интенсивное увеличение размеров озера наблюдалось с конца 1980-х по начало 2000-х гг. и в начале 2010-х годов. Именно в этот период (в конце 1980-х годов) увеличились темпы отступления ледника Большой Маашей: с  $3.2 \pm 1$  м/год (с 1962 до 1989 г.) до  $7.1 \pm 2.0$  м/год (с 1989 г. по 2010 г.), начиная с 2010 г. темпы отступления возросли в два раза до  $14.0 \pm 2.0$  м/год (Ganyushkin et al, 2023). Ускорение отступления ледника является следствием, в первую очередь, ускорения его таяния в сезоны абляции. Последнее подтверждается проведёнными нами расчётами (рис. 4.19б), согласно которым с середины 1980-х имел место отчетливый тренд к росту величины таяния. 2012 год, когда произошел прорыв озера, входит в тройку лет с самым большим таянием за весь период с начала 1960-х гг. по настоящее время. Согласно нашим расчётам величина таяния за летний сезон в 2012 году составила 4317 мм в водном эквиваленте.

График (рис. 4.19б) отражает ускорение таяния ледника, что в свою очередь привело к более интенсивному росту площади озера, и, соответственно, увеличению водной массы.

При увеличении объёма воды в озере происходило повышение давления воды на запрудную плотину, которое могло её ослабить. Озеро Маашей существовало до июля 2012 г. Воздействие внешнего триггера в виде продолжительных интенсивных осадков 15 июля 2012 г. привело к обводнению подпруживающей перемычки, её размыву, и формированию прорывного паводка и сопряжённого с ним селевого потока. В результате прохождения селевого потока было уничтожено два моста (на реках Мажой и Чуя). По данным метеостанции Кара-Тюрек, которая находится в 82 км к западу от объекта исследования, суточное количество осадков в период прорыва озера было следующим: 13 июля – 19.8 мм, 14 июля – 13.6 мм, 15 июля – 34 мм (Булыгина и др., 2014). При этом в последний день (15 июля 2012 г.) 34 мм осадков выпало в течение 12 часов, что относится к категории опасных метеорологических явлений для

селеопасных горных районов согласно перечню опасных явлений Западно-Сибирского УГМС (<http://www.meteo-nso.ru/pages/115/>). В силу горного рельефа и удалённости метеостанции от котловины озера Маашей не представляется возможным точно определить, какое количество осадков выпало в рассматриваемой долине реки, однако предполагается, что сумма выпавших осадков была близка по величине к категории опасного метеорологического явления.

Полевые исследования в котловине озера Маашей проводились в сентябре 2022 г. Для восстановления гидроморфометрических характеристик водоёма, предшествовавших прорыву (уровень воды, объём водной массы и глубины) была выполнена тахеометрическая съёмка котловины озера Маашей. Тахеометрическая съёмка рельефа выполнялась до границы уровня высоких вод, который предшествовал прорыву (рис. 4.20).



Рис. 4.20. Фото уровней высоких вод озера: отсутствие растительности (а) и окраска валунов (б).

На основе выполненной тахеометрической съёмки была восстановлена батиметрическая схема озера Маашей до прорыва (рис. 4.21), кривая зависимости объёма озера от его глубины (рис. 4.22) и получены его морфометрические характеристики.

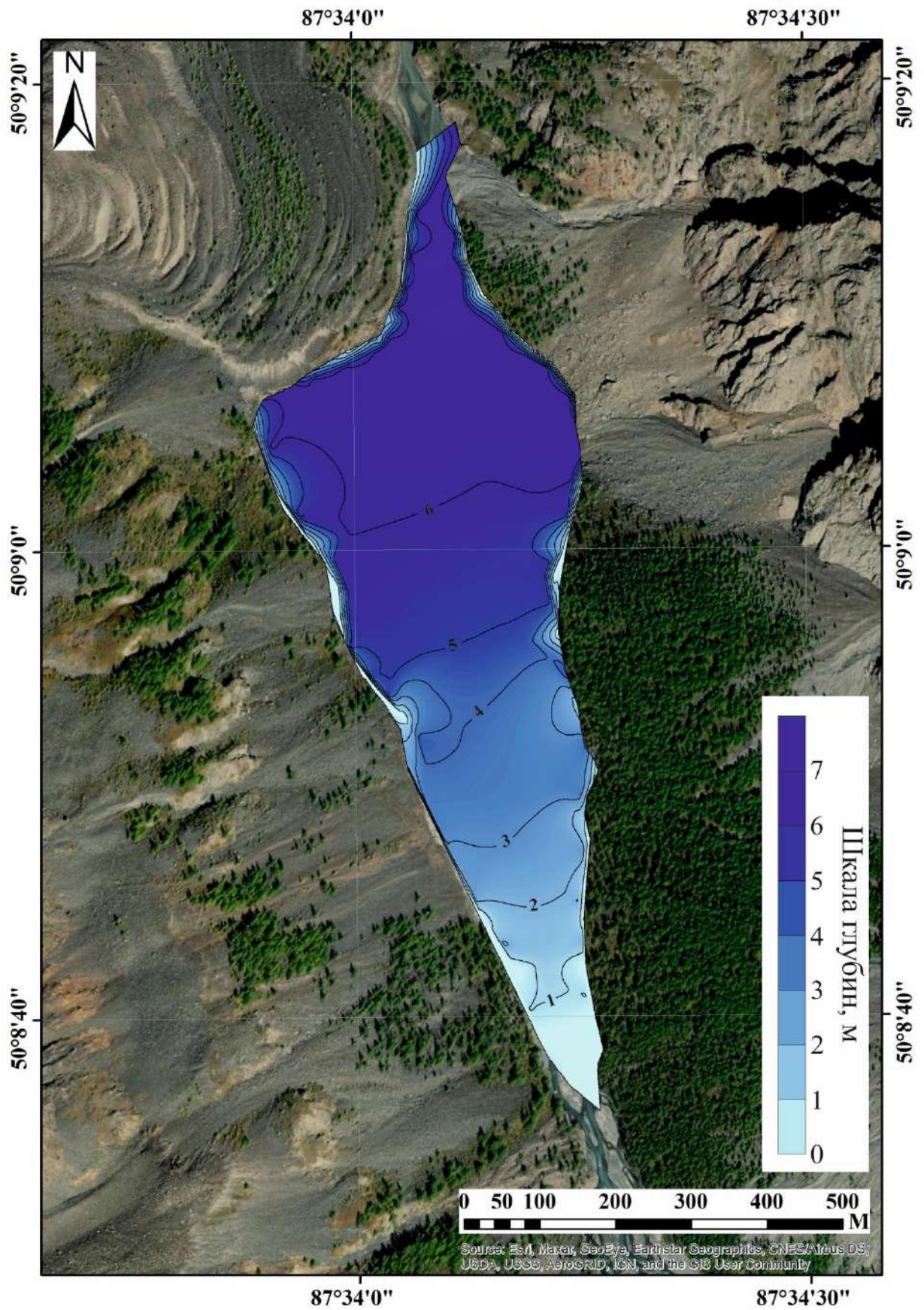


Рис. 4.21. Батиметрическая схема озера Машей до его прорыва. Изобаты проведены через 1 м.

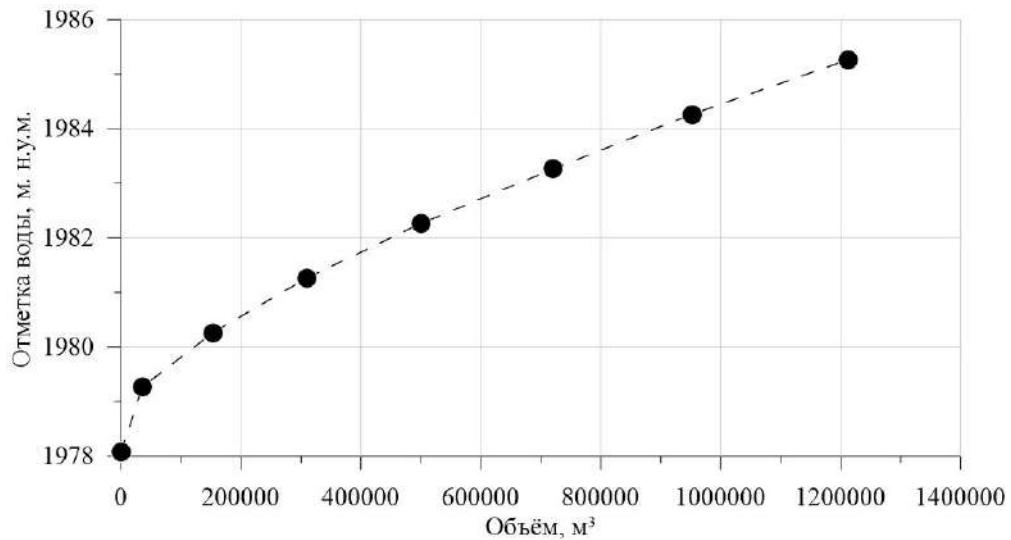


Рис. 4.22. Кривая зависимости объема водоема от отметки водной поверхности.

Длина и ширина озера составляли 1480 м и 423 м соответственно. Максимальная глубина по результатам съёмки оказалась равной 7.5 м, а средняя - 4.7 м. Согласно опубликованным данным средняя глубина озера составляла 3-3.5 м (История озер..., 1995; Бородавко, 1998), что на 1.2 метра меньше, чем полученная в результате проведения полевых исследований в 2022 г. Площадь озера Машей до его катастрофического спуска составляла 259 тыс. м<sup>2</sup> при соответствующем объеме водной массы 1.21 млн м<sup>3</sup>. Так как озеро при прорыве спустилось полностью, то весь объем воды пошел на формирование прорывного паводка и сопряженного с ним селевого потока.

Выполненная тахеометрическая съёмка также позволила установить форму и получить морфометрические характеристики образовавшегося прорана в теле подпруживающей озеро плотины в результате прорыва (рис. 4.23): высота – 10 м, ширина по дну и гребню – 7 и 69 м соответственно. Площадь прорана оказалось равной 415 м<sup>2</sup>.

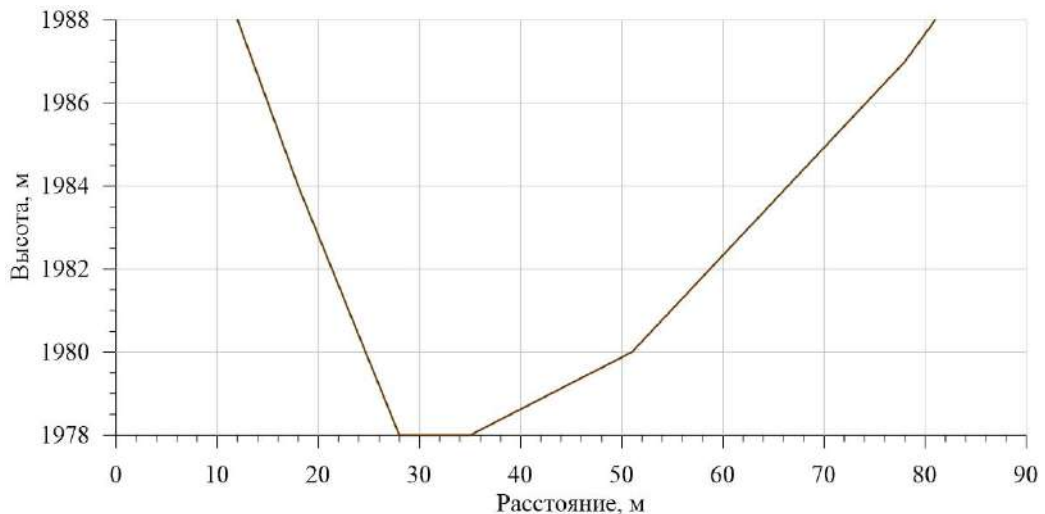


Рис. 4.23. Образовавшийся проран в теле запрудной плотины.

На основе детальных полевых исследований был выдвинута гипотеза о том, что прорыв озера Маашей начался при отметке уровня воды ниже отметки подпруживающей озеро плотины. Продолжительное выпадение интенсивных осадков привело, вероятно, к сильному обводнению плотины и повышенной фильтрации воды через неё. Прорыв был инициирован интенсивным оттоком воды через фильтрационный канал с последующим обрушением грунта над каналом, переливом через открытый канал и полным разрушением плотины. Формирование фильтрационного канала в теле подпруживающей водоём плотины является часто встречающимся триггерным механизмом прорыва моренных дамб (Chang, Zhang, 2010; Liu et al, 2013; Westoby et al, 2014; Chen et al, 2019; Neupane et al, 2019) и описан в разделе 2.1. настоящей диссертации.

### ***Озеро Нурган (горный массив Цамбагарав, Северо-Западная Монголия)***

Озеро Нурган является моренным водоёмом и расположено в северной части горного массива Цамбагарав на высоте 2980 м. н.у.м. В настоящий момент времени водоём находится в 230 м к северу от ледника Эрегтийн и связан с ним через ручьи, стекающие с ледника и впадающие в озеро (рис. 4.24). Подпруживающая озеро Нурган плотина состоит из рыхлого моренного материала.

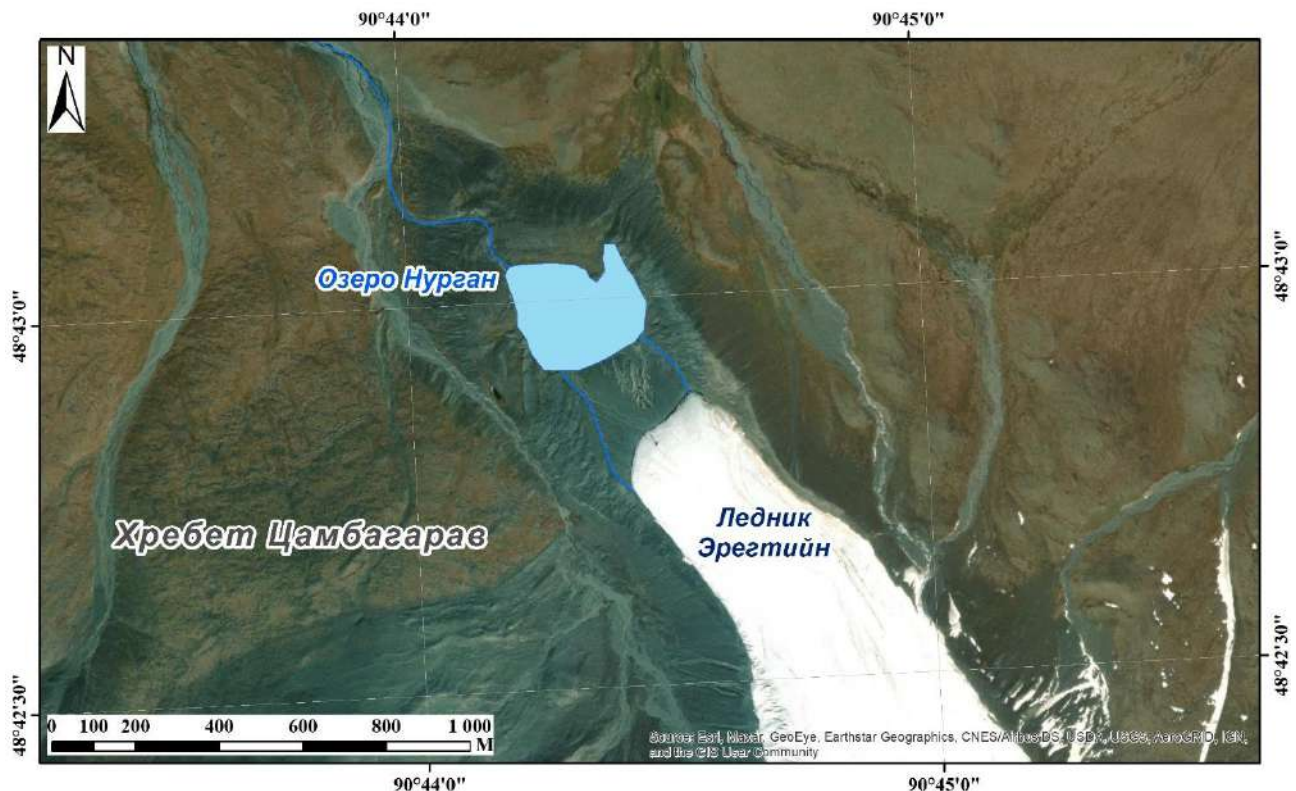


Рис. 4.24. Схема расположения озера Нурган.

Основным источником питания водоёма являются талые ледниковые воды, что было подтверждено анализом разновременных спутниковых снимков Sentinel за 2022-2023 гг. (приложение 3), который показал значительную внутригодовую изменчивость размеров озера

Нурган. В весенне-летний период, когда отмечается наибольшая абляция, моренный водоём начинает увеличиваться в размерах с достижением наибольшего объёма водной массы в июле-августе (площадь озера 10.05.2022 г. составила 31.5 тыс. м<sup>2</sup>, 17.06.2022 г. – 42.1 тыс. м<sup>2</sup>, 4.07.2022 г. – 61.9 тыс. м<sup>2</sup>). В осенне-зимний период происходит значительное сокращение размеров озера, что говорит о наличии фильтрационных каналов в теле подпруживающей озеро плотины (22.09.2022 г. площадь озера была равна 50.4 тыс. м<sup>2</sup>, 14.11.2022 г. – 26.2 тыс. м<sup>2</sup>, 10.01.2023 г. – 23 тыс. м<sup>2</sup>, 24.03.2023 г. – 22.7 тыс. м<sup>2</sup>, 10.04.2023 г. – 23.5 тыс. м<sup>2</sup>). На момент проведения полевых исследований (август 2019 г.) площадь озера составила 62.1 тыс. м<sup>2</sup> при соответствующем объёме водной массы 513.6 тыс. м<sup>3</sup>.

Полевые гидрологические исследования на оз. Нурган проводились в июле-августе 2019 г. Подробные результаты работ изложены в статье (Пряхина и др., 2021). В рельефе котловины озера Нурган сохранились следы изменения объёма и направления стока из озера. Полевые исследования в 2019 г. показали, что на северном склоне озёрной котловины сохраняются озёрные террасы, фиксирующие бывшие уровни озера на высотах 2988 и 2991.5 м (рис. 4.25а).

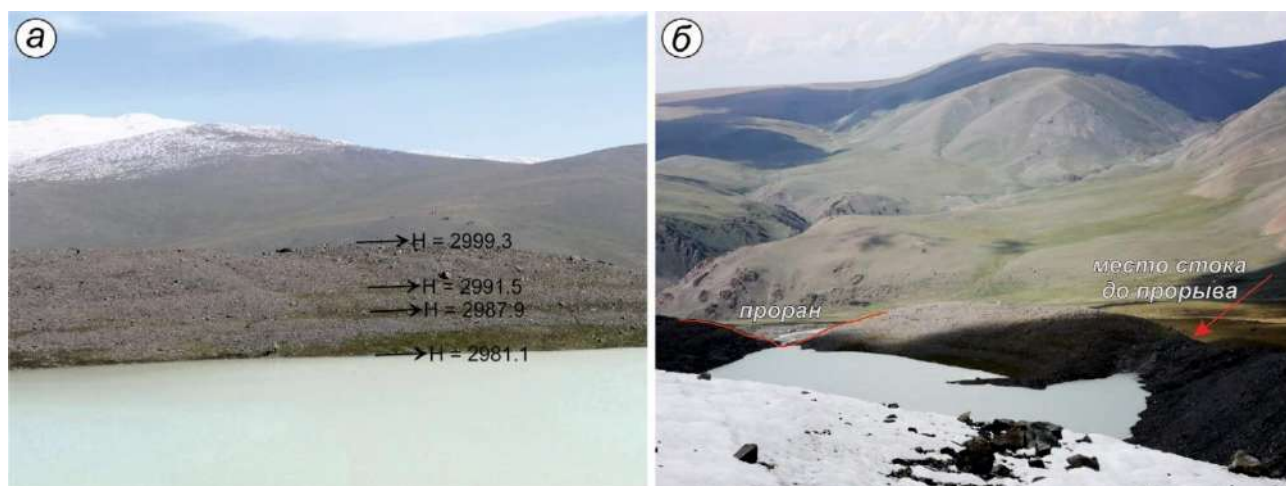


Рис. 4.25. Террасы на северном склоне котловины озера Нурган (а), северный склон озера Нурган (б). Фотографии *Борониной А.С.* и *Попова С.В.*

С уровня верхней террасы берет начало короткая V-образная долина, прорезающая боковой моренный вал в северо-восточной части озёрной котловины (рис. 4.25б). Высота вреза достигает величины 2994 м, что примерно на 11 м выше, чем уровень воды в озере в 2019 г. В настоящее время эта долина сухая. Анализ топографической карты масштаба 1:100000 на район исследования (М 46-110) (рис. 4.26а) показал, что ещё в 1969 г. сток из озера проходил через эту часть морены, а значит его максимальный уровень был приблизительно на 11 м выше современного. В то же время анализ космического снимка Corona от 11 августа 1968 г. (рис. 4.26б) показывает, что в это время площадь озера была 54570 м<sup>2</sup>, т.е. на 13% меньше, а уровень воды примерно на 1.5–2.0 м ниже. Это означает, что, вероятнее всего, гидросеть на данном участке топокарты отражает ситуацию 1948–1949 гг. Соответственно, можно



предположить, что высокие уровни озера имели место в интервале между окончанием малого ледникового периода и серединой XX века. В промежутке между 1948 и 1968 гг. произошло разрушение моренного вала в северо-западной части котловины и прорыв озера (то есть прорыв водоёма произошёл при максимальных уровнях воды, когда озеро находилось в трансгрессивной стадии развития). В настоящее время в этом месте находится V-образная долина, прорезающая моренный вал до уреза воды озера (рис. 4.25б), там же был зафиксирован поверхностный сток воды из водоёма (Пряхина и др., 2021).

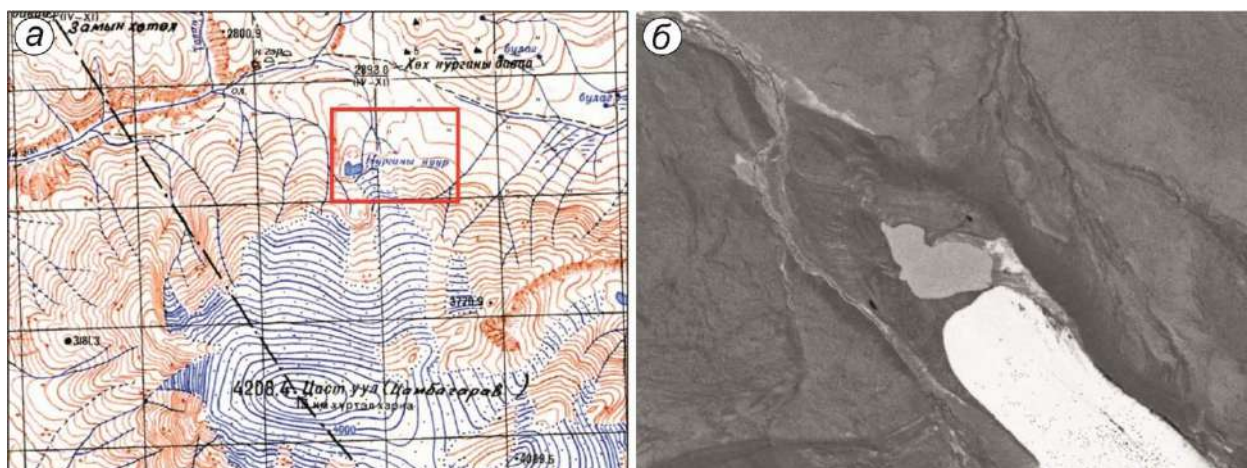


Рис. 4.26. Фрагмент топографической карты хребта Цамбагарав (а), фрагмент снимка Софона (б) (Пряхина и др., 2021).

По результатам батиметрической съёмки построены схема глубин озера Нурган (рис. 4.27) и кривая зависимости объёма водоёма от его глубины (рис. 4.28).

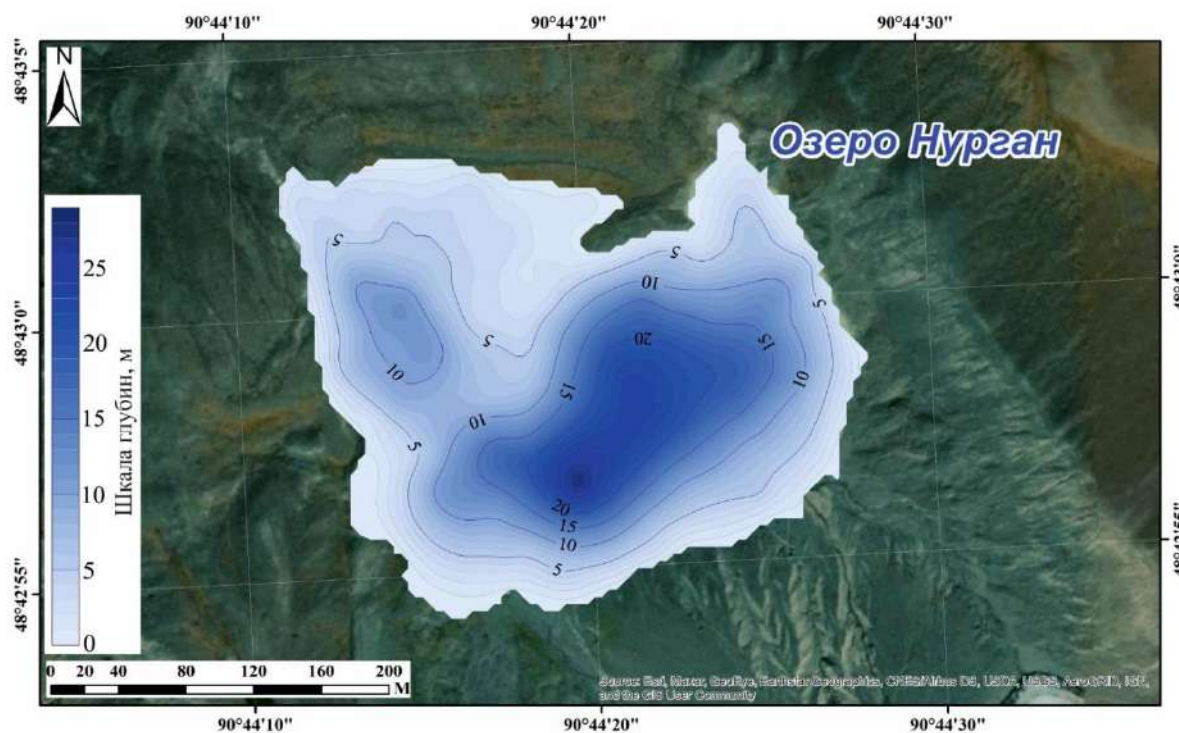


Рис. 4.27. Батиметрическая карта озера Нурган. Изобаты проведены через 5 м.

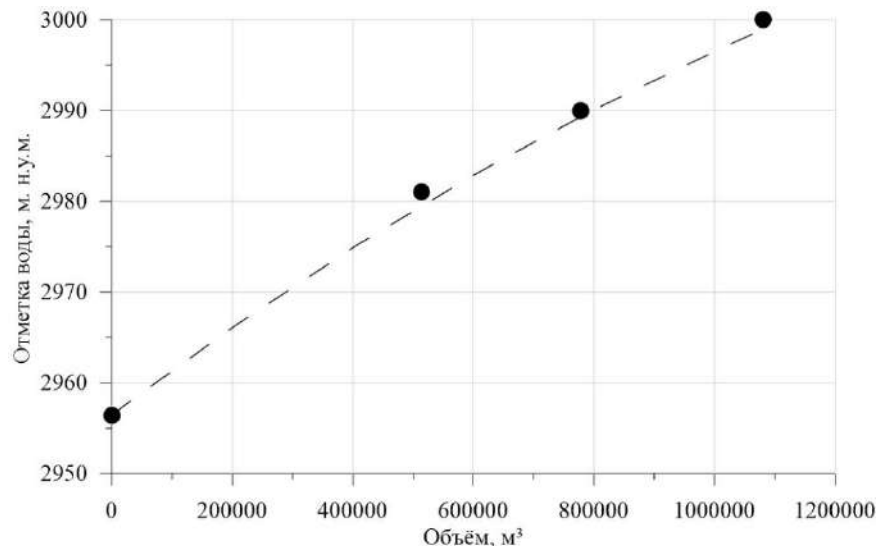


Рис. 4.28. Кривая зависимости объема озера Нурган от отметки воды в нём при предельном наполнении.

В результате выполненной тахеометрической съёмки получено предельное значение объема воды озера, предшествовавшее прорыву озера, а также были установлены размеры образовавшегося прорана: максимальная ширина по гребню моренной перемычки составила 165 м, а по дну - 30 м, глубина - 17 м. Площадь прорана и его средняя ширина были оценены в 1640 м<sup>2</sup> и 96 м соответственно.

На основе выполненных полевых исследований была выдвинута гипотеза о том, что прорыв озера произошёл в результате перелива воды через гребень плотины.

#### 4.5. Выводы по главе

Было установлено, что сокращение площади оледенения рассматриваемой территории обусловлено статистически значимым повышением температуры воздуха, в то время как однозначных тенденций в изменении осадков не наблюдается. Дегляциация территории Алтая привело к изменению озёрных комплексов. За последние 22 года отмечается несколько тенденций:

1. на территории Центрального Алтая (Катунский, Северо-Чуйский и Южно-Чуйский хребты) происходит рост как количества приледниковых и моренных озёр, так и их суммарной площади.
2. Для горных массивов Монгун-Тайга и Цамбагарав (Юго-Восточный Алтай), ввиду их малой площади оледенения, характерно небольшое количество моренных озёр, которое с течением времени слабо изменяется. Суммарная площадь водоёмов также практически не меняется.
3. На территории горного массива Таван-Богдо-Ола (Юго-Восточный Алтай) наблюдается иная тенденция: в более высоких интервалах высот наблюдается как увеличение количества озёр, так и увеличение их суммарной площади, но в более

низких интервалах высот отмечается сокращение количества и суммарной площади водоёмов.

4. Верхняя граница высотного интервала максимального распространения приледниковых и моренных озёр в настоящее время (2022 г.) расположена выше в сравнении с 2000 г. в среднем на 100-200 м, что связано с происходящим отступанием краев ледников, за исключением горных массивов Монгун-Тайга и Цамбагарав. В последнем случае площадь оледенения массивов гораздо меньше по сравнению с другими исследуемыми горными массивами, т.е. объёма талых ледниковых вод недостаточно для формирования новых приледниковых и моренных озёр.

Выявленные различия в тенденциях изменения пространственного и временного распределения озёр свидетельствует о том, что на территории Юго-Восточного Алтая, которая характеризуется более аридным климатом, существование водоёмов полностью определяется объёмом поступающих к озёрам талых ледниковых вод. Происходящее отступление ледников ведёт к сокращению связи моренных озёр, расположенных в более низких высотных интервалах, с ледниками, в результате чего происходит деградация водоёмов вплоть до полного их исчезновения. На Центральном Алтае, ввиду большей площади оледенения и более влажных климатических условий, на фоне отступления ледников деградации озёр не происходит, так как, во-первых, есть достаточный объём стока с ледников, а во-вторых, существование озёр, утративших связь с ледниками и находящихся в квазистабильной стадии, обеспечивается дождевыми и талыми снеговыми водами.

Существующая тесная связь между сокращением площади оледенения и изменениями, происходящими с моренными и приледниковыми водоёмами, свидетельствует о том, что озёра являются индикаторами процесса деградации горного оледенения.

С учётом данных полевых наблюдений и результатов анализа спутниковых снимков была дополнена имеющаяся классификация стадий развития озёр (Зимницкий, 2005):

1. введено понятие квазистабильной стадии развития;
2. предложены морфологические и гидролого-морфометрические характеристики каждой стадии развития, главным образом описаны особенности уровня режима каждой стадии.

Дополненная классификация стадий развития моренных и приледниковых озёр даёт возможность определять на какой стадии находится тот или иной водоём, оценить его дальнейшее развитие, в том числе выявлять потенциально прорывоопасные водоёмы в условиях слабой гидрологической изученности, что позволит снизить степень информационной неопределённости на той или иной территории. Так было установлено, что прорвавшиеся озёра

Маашей, Нурган и «Барсово» в предшествующий прорыву период находились в трансгрессивной стадии развития. Таким образом, трансгрессивная стадия развития, характеризующаяся активным увеличением объёма и площади водоёма и нестабильным уровнем режимом, является наиболее потенциально опасной. Озёра, находящиеся в этой стадии развития, должны быть объектами пристального мониторинга в районах освоения горных территорий.

Полевые исследования, которые проводились в котловине озера Маашей и на озере Нурган, позволили выдвинуть гипотезы о триггерных механизмах прорывов озёр, а также получить детальные характеристики водоёмов до прорыва для последующего математического моделирования характеристик прорывного паводка, в том числе размеры образовавшихся проранов, с помощью которых оценивалось качество выполненного моделирования.

## Глава 5. Анализ результатов моделирования характеристик прорывных паводков

На основе предложенной в настоящей диссертации методики расчёта характеристик прорывного паводка были смоделированы реальные прорывы озёр: прорыв моренного озера Нурган (горный массив Цамбагарав) и прорыв завального озера Маашей (Северо-Чуйский хребет).

В качестве начальных условий для моделирования задавались: объём водоёма, предшествующий прорыву (данные по объёмам озёр были получены в результате проведения полевых работ в 2019-2022 г.), размеры начального фильтрационного канала (для случая прорыва озера в результате размыва фильтрационного канала) или начального размера прорана (для случая прорыва в результате перелива воды через гребень), характеристики моренного материала, из которого сложена подпруживающая плотина (удельный вес материала, процент содержания глины, индекс пластичности). Моделирование проводилось для неоднородной структуры моренных плотин, подпруживающих озера. Так как для водоёмов отбор проб на гранулометрический состав не проводился, то выполнялись численные эксперименты (использовались различные соотношения суглинков, супеси и гравия). Для моделирования брались две фракции (суглинок и супесь или суглинок и гравий), которые чаще всего встречаются при описании состава морен, поэтому в табл. 5.1 графе № 5 указаны две цифры удельного веса материала, также в таблице приведены начальные условия для моделирования прорывных паводков для выбранных озёр. При моделировании шаг по времени задавался равным 1 с.

Таблица 5.1.

Начальные условия для математического моделирования

Характеристика	Механизм прорыва	Начальный объём, м <sup>3</sup>	Начальный диаметр канала/ глубина прорана, м	Удельный вес материала плотины, кг/м <sup>3</sup>	Процентное содержание глины, %	Индекс пластичности
Озеро						
Нурган	перелив	1080728	0.1	2590/2750	10/16	3/15
Маашей	фильтр. канал	1212208	0.01	2700/2750	13/16	5/15

По результатам проведённого моделирования получены основные характеристики прорывных паводков (гидрограф и объём прорыва, время прохождения прорывного паводка, скорости потока через проран) и размеры прорана.

### 5.1. Результаты моделирования прорыва озера Маашей

После проведения полевых исследований в сентябре 2022 г. была выдвинута гипотеза, что прорыв озера Маашей начался при отметке уровня воды ниже отметки подпруживающей озеро плотины. Продолжительное выпадение интенсивных осадков привело, вероятно, к сильному обводнению плотины и повышенной фильтрации воды через неё. Прорыв был инициирован интенсивным оттоком воды через фильтрационный канал с последующим обрушением грунта

над каналом, переливом озёрных вод через открытый канал и полным разрушением плотины. Исходя из этого предположения, было выполнено математическое моделирование прорыва на основе описанной методики расчёта (в качестве механизма прорыва задавалось образование фильтрационного канала в теле попруживающей плотины) (рис. 5.1).

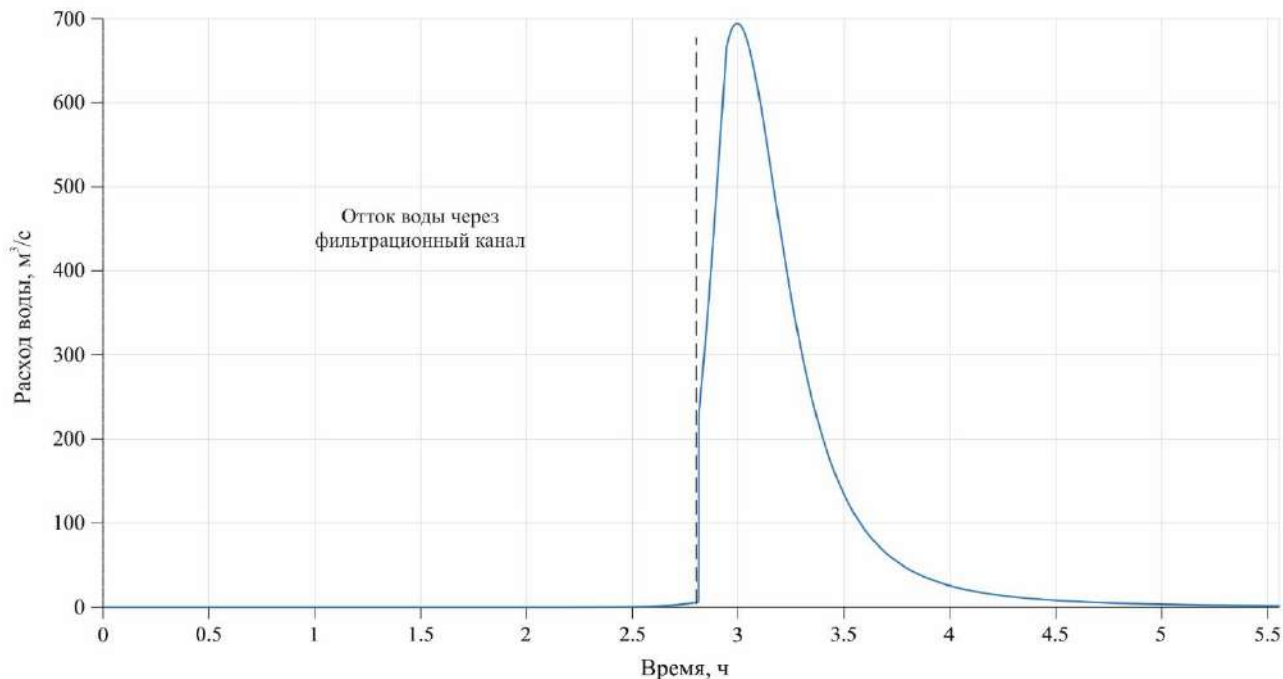


Рис. 5.1. Расчётный гидрограф прорывного паводка, образовавшегося в результате прорыва озера Маашей при формировании фильтрационного канала в теле подпруживающей плотины.

Согласно полученным результатам сброс воды через фильтрационный канал происходил около 3 часов, волна прорывного паводка образовалась при последующем переливе воды. Максимальный расход воды по результатам расчёта составил  $694 \text{ м}^3/\text{с}$ . Средние скорости течения воды при прорыве варьировались от  $0.2 \text{ м/с}$  в начале прорыва и достигали  $5\text{-}6 \text{ м/с}$  на пике прорывного паводка. Продолжительность прорывного паводка по результатам расчёта составила около 5.5 часов. При прорыве произошёл полный спуск озера Маашей (рис. 5.2).

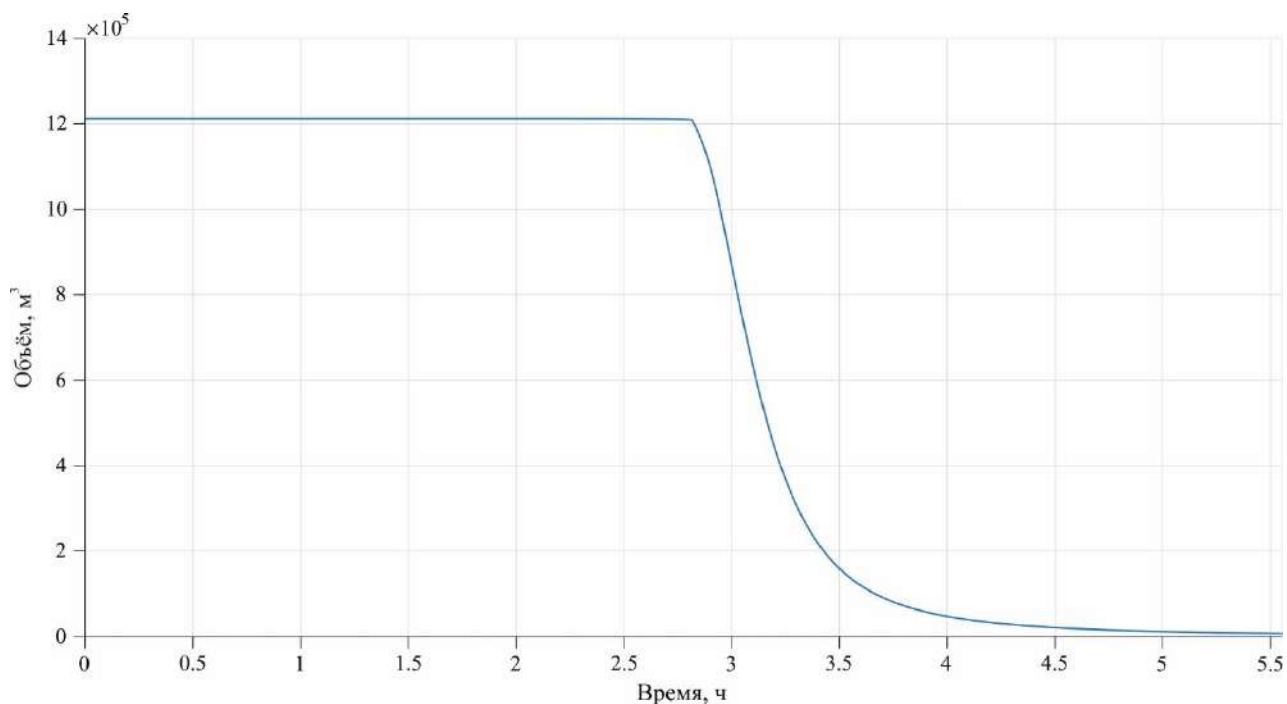


Рис. 5.2. Изменение объёма озера Маашей при прорыве.

За интервал времени (около 3 часов) когда происходит сброс озёрных вод по фильтрационному каналу изменение объёма воды происходит очень медленно. Как только происходит обрушение грунта над каналом, то сразу объём воды начинает интенсивно сокращаться до полного опустошения водоёма.

В результате прорыва образовался проран на всю высоту подпрудной плотины (10 м) площадью 476 м<sup>2</sup> (наблюдённая 415 м<sup>2</sup>) (рис. 5.3).

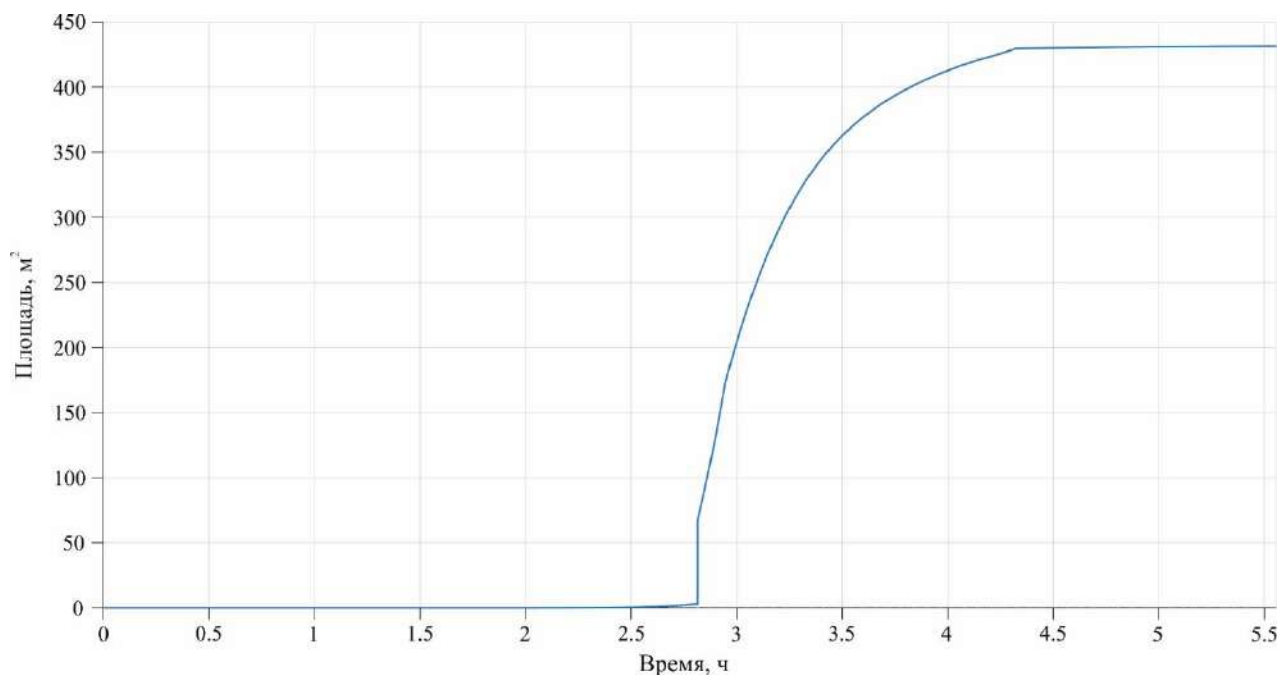


Рис. 5.3. Развитие прорана во времени при прорыве озера Маашей в результате образования фильтрационного канала в теле подпруживающей плотины.

Средняя ширина прорана составила 47.5 м (средняя ширина, рассчитанная по наблюдаемым данным – 41.5 м). Ошибка полученных ширины и площади поперечного сечения прорана составила около 15%.

В рамках обсуждения отметим, что согласно опубликованным работам (Borodavko et al, 2013) после прорыва озера Маашей было выполнено математическое моделирование движения волны прорывного паводка по долине реки Маашей с использованием программного комплекса HEC-RAS. Начальный гидрограф прорыва в этом случае рассчитывался по эмпирическим формулам (Cenderelli, 2000; Costa, 1988), согласно которым максимальный расход воды прорывного паводка в створе плотины составил  $800 \text{ м}^3/\text{с}$ . В случае такого подхода схематизация гидрографа не совсем корректна, поскольку не учитываются морфометрические характеристики водоёма и характеристики грунта, из которого была сложена подпруживающая перемычка, от которых зависит величина максимального расхода воды прорывного паводка и его продолжительность. Так же при использовании эмпирических формул не проводился расчёт развития прорана. Хотя размеры образовавшегося прорана являются зачастую единственной проверочной информацией для оценки качества моделирования, поскольку отсутствует возможность сравнения смоделированных максимальных расходов с наблюдаемыми значениями.

Качество моделирования характеристик прорывного паводка по предложенной в настоящей диссертации методике оценивалось по результатам сравнения рассчитанных по методике и измеренных размеров прорана по причине того, что эти данные являются единственной проверочной информацией. Сравнение показало, что расхождение расчётных и измеренных размеров не превышает 15%. Так как получение морфометрических характеристик прорана было выполнено спустя 10 лет после прорыва озера, то, учитывая тот факт, что борта прорана сложены рыхлообломочным материалом, размеры прорана за прошедший период времени могли измениться, что может объяснить расхождение между наблюдаемой и рассчитанной шириной прорана, поэтому с учётом возможного изменения размеров прорана результат моделирования можно признать удовлетворительным. Рассчитанные величины скоростей потока также представляются правдоподобными.

## **5.2. Результаты моделирования прорыва озера Нурган**

Математическое моделирование реального прорыва озера Нурган проводилось для объёма воды, предшествовавшему прорыву, который был восстановлен с использованием построенной по экспедиционным данным карты высот. На основе выполненных полевых исследований в августе 2019 г. и анализа спутниковых снимков за разные годы была выдвинута гипотеза, что механизмом прорыва моренного водоёма являлся перелив воды через гребень плотины, поэтому расчёт по методике осуществлялся для этого случая (рис. 5.4).



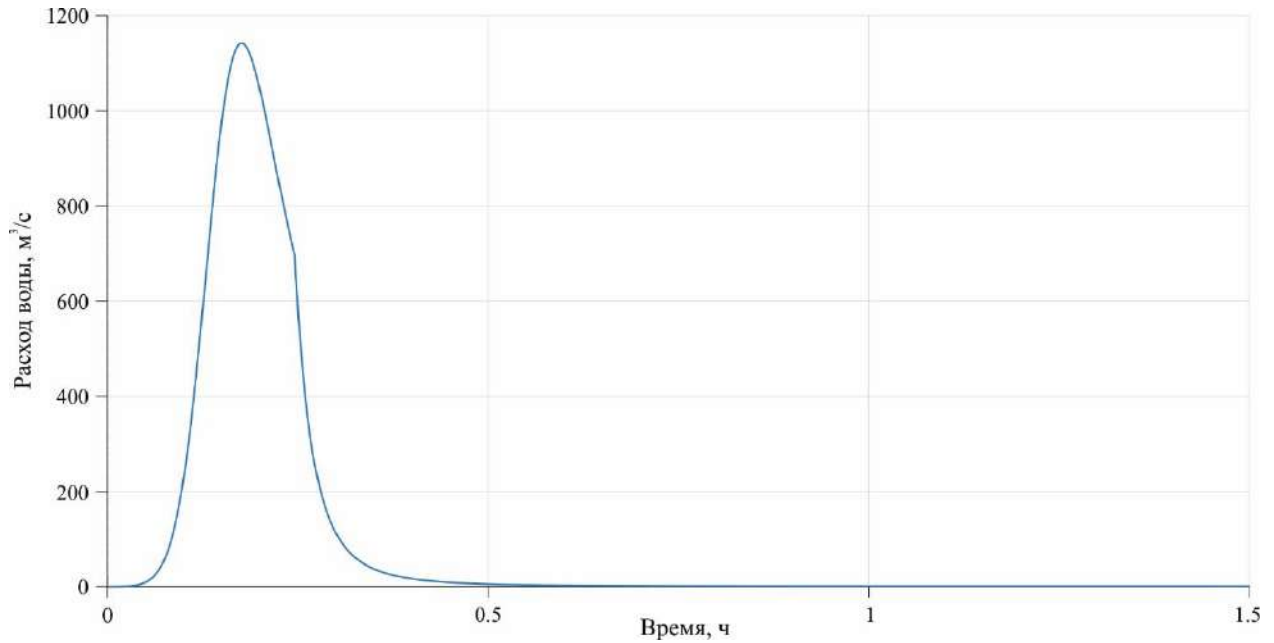


Рис. 5.4. Расчетный гидрограф прорывного паводка, образовавшегося при прорыве озера Нурган в результате перелива воды через гребень.

Согласно полученным результатам расчёта максимальный расход воды был достигнут через 15 минут после начала прорыва и составил  $1142 \text{ м}^3/\text{с}$ . Период прохождения прорывного паводка составил около 25-30 мин. Средние скорости потока изменялись в интервале от  $0.7 \text{ м/с}$  в начале и конце прорывного паводка до  $5 \text{ м/с}$  на пике прорыва. Объём прорывного паводка был оценён в 510 тыс.  $\text{м}^3$ . Это показывает, что озеро Нурган спустилось не полностью (рис. 5.5).

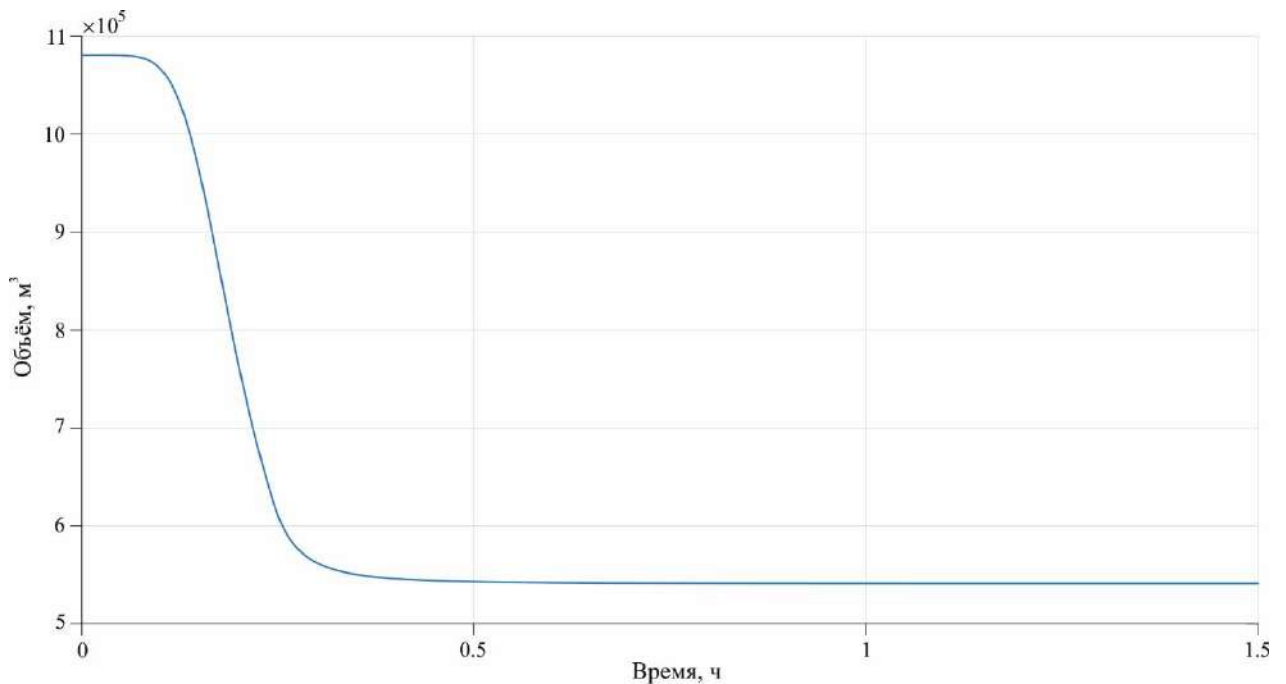


Рис. 5.5. Изменение объёма озера Нурган при его прорыве.

Глубина образовавшегося прорана составила  $18.2 \text{ м}$ , а площадь  $-1596 \text{ м}^2$  (рис. 5.6).

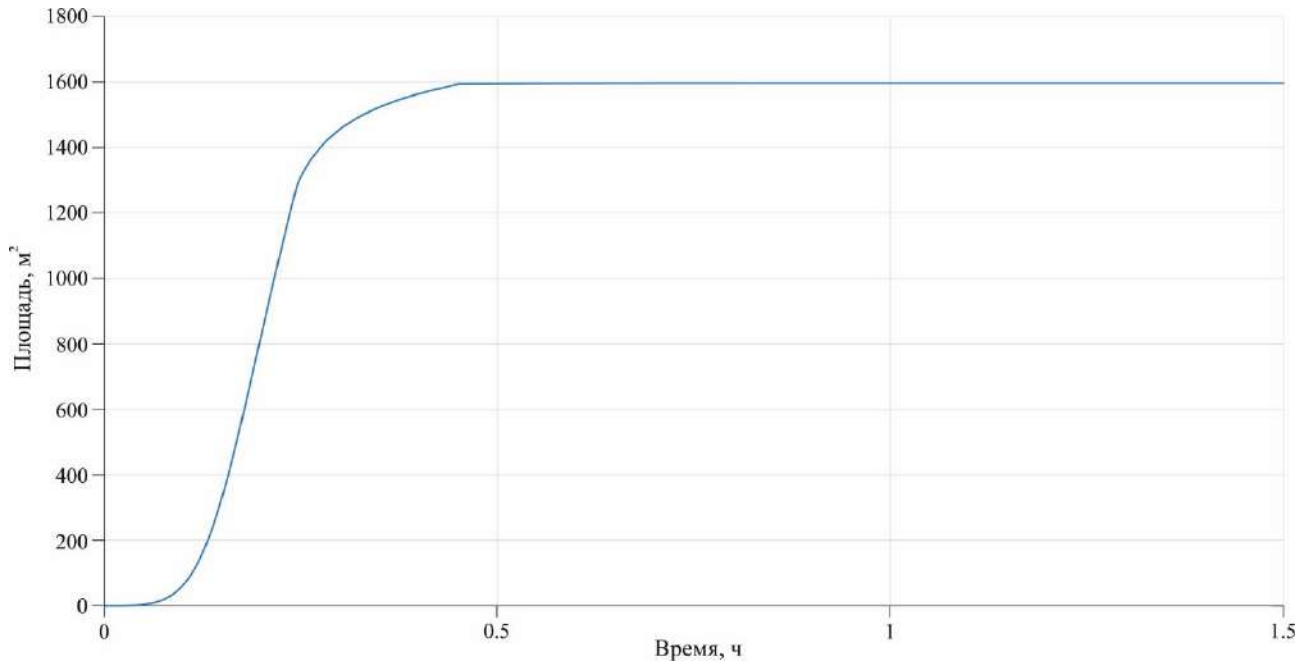


Рис. 5.6. Развитие прорана во времени при прорыве озера Нурган.

Размеры прорана, полученные по предложенной методике, сопоставлялись с данными, полученными по тахеометрической съёмке. Глубина прорана завышена на 7%. Средняя ширина прорана по результатам расчёта составила 87.2 м, что на 9.2% меньше по сравнению с реальной, а расчётная площадь прорана меньше на 2.7%, чем наблюдаемая. Размеры образовавшегося прорана являются единственной проверочной информацией, по которой можно проверить алгоритм расчёта. Полученные результаты моделирования незначительно расходятся с реальными данными, что позволяет сделать вывод об удовлетворительном результате моделирования.

### 5.3. Выводы по главе

Математическое моделирование прорывных паводков проводилось для реальных случаев прорывов водоёмов, расположенных на территории Алтая (озёра Маашей и Нурган). Согласно выдвинутой гипотезе о том, что прорыв озера Маашей мог произойти в результате размыва фильтрационного канала в теле подпруживающей плотины и последующего обрушения грунта над каналом, расчёт прорывного паводка по предложенной методике выполнялся для этого сценария. Моделирование прорыва озера Нурган было проведено для случая перелива воды через гребень плотины (на прорыв озера в результате его переполнения и последующего перелива указал анализ топографических карт и аэрофотоснимков). Расчёты прорывных паводков проведены с учётом неоднородного состава моренной плотины. Качество моделирования для оценивалось по результатам сравнения расчётных по методике значений прорана с его измеренными значениями, поскольку размеры прорана являются единственной проверочной информацией. Расхождение при сравнении расчётных площадей проранов с измеренными значениями не превышало 15%. При оценке точности выполненных расчётов следует иметь

ввиду, что обследование образовавшихся проанов было проведено спустя большой промежуток времени. За этот период размеры могли незначительно измениться по причине возможного осыпания моренного материала с бортов проанов. Таким образом, результаты проведённого математического моделирования являются удовлетворительными.

### Заключение

В процессе выполнения исследования достигнута цель диссертации – оценка характеристик прорывных паводков, образующихся при прорывах высокогорных моренных озёр, на основе математического моделирования, полевых исследований и данных дистанционного зондирования Земли.

Основные результаты исследования:

1. Анализ более 100 отечественных и зарубежных опубликованных научных работ показал необходимость разработки методики расчёта гидрографа прорывного паводка, формирующегося при разрушении моренной дамбы неоднородного состава для двух наиболее распространённых триггеров разрушения: перелива воды через гребень и образования фильтрационного канала в теле плотины.
2. Основным преимуществом предложенной методики в отличие от подобных существующих моделей является возможность рассчитывать характеристики прорыва как для случая перелива воды через гребень, так и/или для случая размыва фильтрационного канала в теле моренной плотины при неоднородном составе морены. Учёт неоднородности моренного материала осуществлялся путём введения характеристик нескольких фракций грунта, слагающего моренную перемычку. Для более корректного отображения процесса развития прорана в модели введён расчёт скоростей потока по глубине. Предложенная автором аппроксимация формы поперечного сечения прорана более корректно, чем традиционно используемые (треугольная и трапецевидная), описывает развитие прорана во времени и лучше учитывает изменение формы за счёт учёта неравномерности скорости эрозии.
3. В результате численных экспериментов предложены количественные критерии размеров начального прорана и диаметра фильтрационного канала при моделировании: длина начального прорана – не более 1% от длины плотины, глубина прорана – не более 20 см, диаметр канала – не более 10 см.
4. Показано, что скорость эрозии и, соответственно, максимальный расход воды существенно зависят от гранулометрического состава грунта, слагающего моренную перемычку. Подбор таких параметров, как удельный вес материала плотины и содержание в нём глины, для моделирования необходимо проводить на основе полученного опыта, разработанной методики и результатов специальных полевых исследований.
5. Апробация математической модели на результатах физических экспериментов показала адекватность методики, что подтверждается хорошей сходимостью

модельных и полученных по результатам экспериментов гидрографов прорывных паводков.

6. Апробация разработанной методики расчёта на опубликованных данных о реальных прорывах моренных озёр показала удовлетворительный результат: расхождение между расчётными и наблюдаемыми характеристиками составляло не более 12.5%. Таким образом, предложенная методика может быть использована для оценки характеристик возможных прорывов, а полученный расчётный гидрограф прорывного паводка можно использовать в качестве входной информации для математического моделирования селевых потоков.
7. Выявлено, что сокращение площади оледенения на Алтае, обусловленное статистически значимым повышением температуры воздуха, проявляется в изменении озёрных комплексов в различных регионах по-разному. В более аридном Юго-Восточном Алтае при нарушении связи моренных озёр с ледниками происходит деградация водоёмов вплоть до полного их исчезновения. В то время как в более гумидном Центральном Алтае деградации озёр не происходит в связи со значительным вкладом в питание водоёмов дождевых и талых снеговых вод.
8. За период с 2000 по 2022 гг. смещение верхней границы интервала максимального распространения озёр на 100-200 м выше выявлено только для горных массивов с большой площадью оледенения. Тесная связь между отступанием ледников и изменениями, происходящими с моренными и приледниковыми озёрами, позволяет считать их индикаторами процесса деградации горного оледенения.
9. Дополнена имеющаяся классификация стадий развития озёр (Зимницкий, 2005): введено понятие квазистабильной стадии развития; предложены морфологические и гидролого-морфометрические характеристики каждой стадии, описаны особенности уровня режима водоёмов, находящихся на разных стадиях развития. Определение стадий развития озёр позволяет оценить их дальнейшее развитие, в том числе выявлять потенциально прорывоопасные водоёмы в условиях слабой гидрологической изученности.
10. Потенциально прорывоопасные озёра находятся в трансгрессивной стадии развития (имеют нестабильный уровень режим и активно увеличиваются в размерах), что подтверждено результатами исследования реально прорвавшихся на Алтае озёр Маашей, Нурган и «Барсово». В этой связи водоёмы, активно увеличивающиеся в размерах и имеющие нестабильный уровень режим, должны быть объектами пристального мониторинга в районах освоения горных территорий.

11. На основе полученных в ходе детальных полевых исследований данных и данных дистанционного зондирования Земли о конфигурации моренных перемычек озёр, положениях уровней высоких вод, изменения направления стока были определены механизмы прорывов озёр Маашей (разрыв фильтрационного канала в теле моренной плотины) и Нурган (перелив воды через гребень). Удовлетворительные результаты проведённого математического моделирования прорывов озёр Маашей и Нурган подтверждены хорошей сходимостью рассчитанных по методике и наблюдаемых размеров проранов. На сегодняшний день размеры прорана являются единственной проверочной информацией. Расхождения (до 15%) при сравнении расчётных площадей проранов с измеренными значениями объясняются периодом времени, которое прошло между выполненными расчётами и произошедшими прорывами.

Выполненное исследование, по мнению автора, может послужить вкладом в решение фундаментальных и прикладных задач, связанных с процессом формирования прорывного паводка и развития моренных и приледниковых озёр. Полученные результаты исследования особенно актуальны на фоне слабой гидрологической изученности озёр, расположенных в районах современного горного оледенения, а предложенные методика расчёта и классификация стадий развития озёр позволят оценить риски от опасных гидрологических явлений и снизить степень информационной неопределённости.

### Благодарности

Автор от всей души благодарит своего научного руководителя *Пряхину Галину Валентиновну* за огромную всестороннюю поддержку, заботу, терпение, помощь в работе над диссертацией, и критические замечания, которые позволили улучшить качество настоящего диссертационного исследования. Автор глубоко благодарит *Ганюшкина Дмитрия Анатольевича* и *Банцева Дмитрия Вадимовича* за поддержку и помощь в организации и проведении полевых гидрологических исследований на территории горных массивов Монгун-Тайга (Республика Тыва, Россия) и Цамбагарав (Северо-Западная Монголия) в июле-августе 2019 года, на территории горного массива Таван-Богдо-Ола (Республика Алтай, Россия) в июле-августе 2021 г., на территории Северо-Чуйского и Южно-Чуйского хребтов (Республика Алтай, Россия) в 2022 и 2023 гг. Автор благодарит *Зеленукину Е.С.* за конструктивные замечания, которые позволили улучшить текст настоящей диссертации, и своих коллег *Боронину А.С.*, *Свирипова С.С.*, *Панютина Н.А.*, *Деркач Е.С.*, *Григу С.А.*, *Горбунову Ю.А.*, *Попова С.В.*, *Кашкевич М.П.*, *Волкова И.В.*, *Кузнецову М.Р.* за помощь в проведении полевых исследований. Также автор благодарит сотрудников кафедры гидрологии суши Института наук о Земле СПбГУ за знания и навыки, полученные в период обучения, которые позволили выполнить настоящее исследование. Посвящаю работу своим родителям *Наталье Павловне* и *Алексею Юрьевичу Распутиным*.

**Список использованных источников**

1. Аджиев А.Х., Беккиев М.Ю., Докукин М.Д., Калов Р.Х., Савернюк Е.А., Шагин С.И. Динамика озёр ледника большой Азау на Эльбрусе // Криосфера Земли. 2023. Т. XXVII. № 1. С. 45–57.
2. Алейникова А.М., Анацкая Е.Е. Динамика ледников и приледниковых озёр бассейна реки Ала-Арча // Успехи современного естествознания. 2019. № 9. С. 42–47.
3. Алексюк А.И., Беликов В.В. Программный комплекс STREAM 2D CUDA для расчета течений, деформаций дна и переноса загрязнений в открытых потоках с использованием технологий Compute Unified Device Architecture (на графических процессорах NVIDIA) // Свидетельство о государственной регистрации программ для ЭВМ № 2017660266 от 20.09.2017. 2017.
4. Беккиев М.Ю., Докукин М.Д., Калов Р.Х. Катастрофические явления последних десятилетий, связанные с деградацией ледников и мерзлоты в горах (аналитический обзор) // Известия РАН. Серия географическая. 2023. Т. 87. № 7. С. 1065–1078.
5. Беликов В.В., Милитеев А.Н. Двухслойная математическая модель катастрофических паводков // Вычислительные технологии. Т. 1. № 3. С. 167–174.
6. Бородавко П.С. Исследование процессов осадконакопления в приледниковых озерах // Актуальные вопросы геологии и географии Сибири: мат. науч. конф. Томск, 1998. Т. 4. С. 20–22.
7. Бородавко П.С., Ахматов С.В. Эволюционная география озёр Алтайской горной страны // Вопросы географии Сибири. 2006. Вып. 26. С. 75–80.
8. Булыгина О.Н., Веселов В.М., Разуваев В.Н., Александрова Т.М. «Описание массива срочных данных об основных метеорологических параметрах на станциях России». Свидетельство о государственной регистрации базы данных № 2014620549. Основные метеорологические параметры (срочные данные) // Электронный ресурс. URL: <http://meteo.ru/data/163-basic-parameters#описание-массива-данных> (дата обращения: 21.09.2023 г.).
9. Бутвиловский В.В. Катастрофические сбросы ледниково-подпрудных озёр Юго-Восточного Алтая и их следы в рельефе // Геоморфология. 1985. № 2. С. 65–74.
10. Быков В.Д., Васильев А.В. Гидрометрия. Издание четвёртое, переработанное и дополненное. Л.: Гидрометеиздат, 1977. 444 с.
11. Быков Н.И. Маашейское озеро: рождение, жизнь и смерть // География и природопользование Сибири. 2013. № 16. С. 22–30.



12. Васильева Е.С. Совершенствование методов расчета техногенных паводков при развитии проранов в грунтовых плотинах. Диссертация на соискание уч. степени канд. технич. наук. Москва, 2021. 147 с.
13. Виноградов Ю.Б. Гляциальные прорывные паводки и селевые потоки. Л.: Гидрометиздат, 1977. 153 с.
14. Виноградова Т.А., Казаков Н.А., Виноградов А.Ю., Генсиоровский Ю.В., Пряхина Г.В. Опасные гидрологические явления (краткий конспект лекций). СПб: Знак, 2017. 128 с.
15. Висхаджиева К.С., Черноморец С.С. Оценка опасности развития катастрофических процессов при прорыве ледниковых озёр в горах Центральной Азии // Геоморфологические ресурсы и геоморфологическая безопасность: от теории к практике: всероссийская конференция «VII Щукинские чтения», Москва, МГУ имени М.В. Ломоносова, 18-21 мая 2015 г. Материалы конференции, место издания МАКС Пресс Москва. С. 60-63.
16. Всероссийский научно-исследовательский институт гидрометеорологической информации – Мировой центр данных: [Электронный ресурс]. URL: <http://meteo.ru/> (Дата обращения: 18.05.2023 г.).
17. Ганюшкин Д.А., Чистяков К.В., Волков И.В., Банцев Д.В., Кунаева Е.П., Харламова Н.Ф. Новейшие данные об оледенении северного склона массива Таван-Богдо-Ола (Алтай) // Лёд и снег. 2017. Т. 57. № 3. С. 307-325.
18. Гнездилов Ю.А., Иващенко Е.Н., Красных Н.Ю. Оценка гипотетического прорыва озера Башкара // Сборник научных трудов Северо-Кавказского института по проектированию водохозяйственного и мелиоративного строительства. Пятигорск. 2007. Вып. 17. С. 123-145.
19. Голубев Г.Н. Гидрология ледников. Л.: Гидрометеоиздат, 1976. 248 с.
20. ГОСТ 25100-2011 Грунты. Классификация.
21. Докукин М.Д. Выдающиеся прорывы озёр в 2012-2013 гг. (по материалам Д33) // Сборник трудов Северо-Кавказского института по проектированию водохозяйственного и мелиоративного строительства. 2014. Вып. 20. С. 82-97.
22. Докукин М.Д., Беккиев М.Ю., Калов Р.Х., Савернюк Е.А., Черноморец С.С. Подземные прорывы озёр и другие проявления селей в каменных глетчерах. В сб.: Селевые потоки: катастрофы, риск, прогноз, защита. Труды 6-й Международной конференции (Душанбе–Хорог, Таджикистан). Том 1. Душанбе: ООО «Промоушн», 2020. С. 371–387.
23. Докукин М.Д., Савернюк Е.А., Беккиев М.Ю., Калов Р.Х., Хаткутов А.В. Эволюция озёр у ледника Джикиуганкез (Северное Приэльбрусье) в 1957–2020 гг. с учётом подземных каналов стока // Лёд и снег. 2022. Т. 62. № 1. С. 47-62.

24. Докукин М.Д., Хаткутов А.В. Озёра у ледника Малый Азау на Эльбрусе: динамика и прорывы // Лёд и снег. 2016. Т. 56. № 4. С. 472-479.
25. Докукин М.Д., Шагин С.И. Особенности динамики ледниковых озёр с подземными каналами стока (анализ современной аэрокосмической информации) // Криосфера Земли. 2014. Том XVIII. № 2. С. 47-56.
26. Душкин М.А. Летние прорывы ледниковых вод в долинах Северо-Чуйского хребта (Центральный Алтай) // Гляциология Алтая. 1976. Вып. 10. С. 90-93.
27. Ерохин С.А., Загинаев В.В. Тенденции прорывоопасности в развитии горных озёр Киргизстана // В: Труды 6-й Международной конференции «Селевые потоки: катастрофы, риск, прогноз, защита». Том 1. Издательство: Общество с ограниченной ответственностью «Промоушн», 2020. С. 194-207.
28. Зимницкий А.В. Формирование, распространение и динамика приледниковых озёр Западного и Центрального Кавказа (в границах России). Автореферат диссертации на соискание уч. степени канд. геогр. наук. Краснодар, 2005. 24 с.
29. Зольников И.Д., Новиков И.С., Деев Е.В., Панин А.В., Курбанов Р.Н. Последнее оледенение и ледниково-подпрудные озера в Юго-Восточной части Горного Алтая // Лёд и снег. 2023. Т. 63. № 4. С. 639-651.
30. Ивановский Л.Н. Гляциальная геоморфология гор. Новосибирск: Изд-во «Наука», 1981. 178 с.
31. Ивановский Л.Н. О морфологии конечно-моренных образований Алтая // Гляциология Алтая. 1962. Вып. 2. С. 59-77.
32. История озер Севера Азии (Серия: История озер). СПб.: Наука, 1995. 288 с.
33. Касаткин Н.Е. Динамика приледниковых озёр бассейна р. Малая Алматинка по данным наземного мониторинга // Лёд и снег. 2014. № 1 (125). С. 125-134.
34. Каталог ледников СССР. Том 15 Алтай и Западная Сибирь. Вып. 1. Горный Алтай и Верхний Иртыш. Ч. 5. Бассейн р. Аргута. Л.: Гидрометеиздат, 1977.
35. Каталог ледников СССР. Том 15 Алтай и Западная Сибирь. Вып. 1. Горный Алтай и Верхний Иртыш. Ч. 7. Бассейн р. Бии. Л.: Гидрометеиздат, 1980.
36. Каталог ледников СССР. Том 15 Алтай и Западная Сибирь. Вып. 1. Горный Алтай и Верхний Иртыш. Ч. 8. Бассейны рек Моген-Бурен и Каргы. Л.: Гидрометеиздат, 1978.
37. Каталог ледников СССР. Том 16. Ангаро-Енисейский район. Вып. 1. Енисей. Ч. 4. Бассейн р. Кемчика. Л.: Гидрометеиздат, 1973.
38. Кидяева В.М. Оценка потенциальной опасности при прорывах горных озер. Автореферат диссертации на соискание уч. степени канд. геогр. наук. Москва, 2014. 30 с.

39. Кидяева В.М., Крыленко И.В., Черноморец С.С., Савернюк Е.А., Куровская В.А., Раимбеков Ю.Х., Бобов Р.А., Пирмамадов У.Р., Мародасейнов Ф.О. Реакция высокогорных озер Западного Памира на изменение климата (на примере озера Варшезкуль Нижнее, Горно-Бадахшанская Автономная Область, Таджикистан) // Геоморфология. 2021. Т. 52, № 3. С. 90-104.
40. Кидяева В.М., Петраков Д.А., Крыленко И.Н., Алейников А.А., Штоффел М., Граф К. Опыт моделирования прорыва Башкаринских озер // Геориск. 2018. Т. 12. № 2. С. 38-46.
41. Коновалов В.Г. Дистанционный мониторинг прорывоопасных озер на Памире // Криосфера Земли. 2009. Т. XIII. № 4. С. 80-89.
42. Котляков В.М., Хромова Т.Е., Носенко Г.А., Попова В.В., Чернова Л.П., Муравьев А.Я., Рототаева О.В., Никитин С.А., Зверкова Н.М. Современные изменения ледников горных районов России. М.: Тов-во научных изданий КМК, 2015. 288 с.
43. Марков К.К. Очерки по географии четвертичного периода. М.: Географгиз, 1955. 346 с.
44. Михайлов Н.Н. Озера Алтая, их происхождение и история // География и природопользование Сибири. Сб. науч. статей. 1994. Вып. 1. С. 75–89.
45. Ненашева Г.И. Растительность и климат голоцена межгорных котловин Центрального Алтая: монография. Барнаул: Изд-во Алт. ун-та, 2013. 164 с.
46. Никитин С.А. Закономерности распределения ледниковых льдов в Русском Алтае, оценка их запасов и динамика // МГИ. 2009. Вып. 107. С. 87-96.
47. Окишев П.А. Рельеф и оледенение Русского Алтая. Томск: Изд-во Томского университета, 2011.
48. Паржаюк Ю.В. О некоторых особенностях ледниковых комплексов «малого ледникового периода» на Алтае // Вопросы географии Сибири. 1997. Вып. 22. С. 25-30.
49. Петраков Д.А. Селевая опасность ледниковых озер и оценка вероятности их прорыва // В: Селевые потоки: катастрофы, риск, прогноз, защита, труды междунар. конф., Пятигорск, 22–29 сентября 2008 г. Пятигорск: Институт «Севкавгипроводхоз», 2008. С. 309–312.
50. Протодяконов М.М. Давление горных пород и рудничное крепление. ГИЗ, 1931. 65 с.
51. Пряхина Г.В., Боронина А.С., Попов С.В., Распутина В.А., Войнаровский А.Е. Физическое моделирование разрушения грунтовой дамбы водохранилища в процессе переполнения водоема // Известия РГО. 2019. Т. 151. №. 2. С. 51-63.
52. Пряхина Г.В., Дмитриев В.В., Четверова А.А., Осипова Т.Н., Огурцов А.Н., Акилов Е.В. Оценка прорывоопасности озер антарктических оазисов с использованием композитных индексов на основе территориальных детерминант // ИнтерКарто. ИнтерГИС. 2022. Т. 28. № 2. С. 552-566.

53. Пряхина Г.В., Кашкевич М.П., Попов С.В., Распутина В.А., Боронина А.С., Ганюшкин Д.А., Агатова А.Р., Непоп Р.К. Формирование и развитие моренного (приледникового) озера Нурган, Северо-Западная Монголия // Криосфера Земли. 2021. Том XXV. № 4. С. 26-35.
54. Пряхина Г.В., Распутина В.А., Зелепукина Е.С. Приледниковые озёра Алтая: формирование и гидрологический режим // Материалы международной научно-практической конференции, посвященной 50-летию кафедры общего землеведения и гидрометеорологии Белорусского государственного университета. Минск, 2023. С. 169-174.
55. Раимбеков Ю.Х., Черноморец С.С., Висхаджиева К.С., Гулоймайдаров А.Г., Закиллобеков И.И., Кидяева В.М., Крыленко И.В., Крыленко И.Н., Мародасейнов Ф.О., Пирмамадов У.Р., Рудой А.Н., Савернюк Е.А., Юдина (Куровская) В.А. Батиметрическая съёмка и моделирование возможного прорыва высокогорных озёр в бассейне реки Гунт на примере малого водосборного бассейна Шазуд // Материалы Республиканской научно-практической конференции «Водные ресурсы: состояние, новые подходы и перспективы развития», посвящённой 30-летней Государственной независимости Республики Таджикистан (22-23 октября 2021 г., г. Душанбе, Республика Таджикистан), 2021. С. 140-151.
56. Распутина В.А., Ганюшкин Д.А., Банцев Д.В., Пряхина Г.В., Вуглинский В.С., Свирепов С.С., Панютин Н.А., Волкова Д.Д., Николаев М.Р., Сыроежко Е.В. Оценка прорывоопасности малоизученных озёр массива Монгун-Тайга // Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле. 2021. Том 66. Вып. 3. С. 487-509.
57. Распутина В.А., Пряхина Г.В. Программа для расчёта характеристик прорывного паводка, формирующегося при прорыве грунтовой плотины (OutburstFloodFormation). Свидетельство о регистрации программы для ЭВМ RU 2022685622, 26.12.2022. Заявка № 2022685452 от 19.12.2022/
58. Распутина В.А., Пряхина Г.В., Ганюшкин Д.А. Прорывоопасность моренных озёр горного массива Монгун-Тайга // В: Материалы международной научно-практической конференции «Трансграничные территории востока России: факторы, возможности и барьеры развития», 2021. Улан-Удэ. С. 229-234.
59. Распутина В.А., Пряхина Г.В., Ганюшкин Д.А., Банцев Д.В., Панютин Н.А. Особенности уровня режима приледниковых моренно-подпрудных озёр в стадии роста (на примере озёр горного массива Таван-Богдо-Ола, Юго-Восточный Алтай) // Лёд и снег. 2022. Т.62. № 3. С. 441-454.

60. Распутина В.А., Пряхина Г.В., Попов С.В. Опыт моделирования гидрографа прорывного паводка при разрушении грунтовых плотин в результате перелива // Успехи современного естествознания. 2021. № 12. С. 194-204.
61. Рудой А.Н. К истории приледниковых озёр Чуйской котловины (Горный Алтай) // Мат. гляциол. исследований. Хроника, обсуждения. 1981. Вып. 41. С. 213-218.
62. Рудой А.Н., Королев А.С. Режим котловинных ледниково-подпрудных озёр Горного Алтая в плейстоцене // Вопросы географии Сибири. 1984. Вып. 16. С. 37-39.
63. Рудой А.Н., Кирьянова М.Р. Озёрно-ледниковая подпрудная формация и четвертичная палеогеография Алтая // Изв. РГО. 1994. Т. 126. Вып. 6. С. 62-71.
64. Сейнова И.Б. Селевые процессы бассейна р. Баксан в последнем тысячелетии (Центральный Кавказ). М., 1997. Деп. в ВИНТИ, № 9763-В97. 295 с.
65. Симонов Ю.Г. Балльные оценки в прикладных географических исследованиях и пути их совершенствования // Вестник Московского университета. Серия 5: География. 1997. № 4. С. 7–10.
66. Торгоев И.А., Алёшин Ю.Г., Ерохин С.А. Эволюция ледниково-озёрного комплекса Петрова (Тянь-Шань) и оценка риска его прорывоопасности // Лёд и снег. 2013. № 2. С. 137-144.
67. Торопов П.А., Алешина М.А., Носенко Г.А., Хромова Т.Е., Никитин С.А. Современная деградация оледенения Алтая, ее последствия и возможные причины // Метеорология и гидрология. 2020. № 5. С. 118-130.
68. Третий оценочный доклад Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации: общее резюме. СПб.: Научно-технологические технологии, 2022. 124 с.
69. Тронов М.В. Очерки оледенения Алтая. М.: Географгиз, 1949. 375 с.
70. Черноморец С.С., Петраков Д.А., Алейников А.А., Беккиев М.Ю., Висхаджиева К.С., Докукин М.Д., Калов Р.Х., Кидяева В.М., Крыленко В.В., Крыленко И.В., Крыленко И.Н., Рец Е.П., Савернюк Е.А., Смирнов А.М. Прорыв озера Башкара (Центральный Кавказ, Россия) 1 сентября 2017 года // Криосфера Земли. 2018. Том 22, № 2. С. 70–80.
71. Черноморец С.С., Петраков Д.А., Крыленко И.В., Крыленко И.Н., Тутубалина О.В., Алейников А.А., Тарбеева А.М. Динамика ледниково-озерного комплекса Башкара и оценка селевой опасности в долине реки Адыл-Су (Кавказ) // Криосфера Земли. 2007. Т. 11. № 1. С. 72-85.
72. Черноморец С.С., Савернюк Е.А., Докукин М.Д., Тутубалина О.В., Висхаджиева К.С. Оценка селевой опасности высокогорных озёр в северном Афганистане: методика и результаты // Геоморфологические ресурсы и геоморфологическая безопасность: от

- теории к практике: всероссийская конференция «VII Щукинские чтения», Москва, МГУ имени М.В. Ломоносова, 18-21 мая 2015 г. Материалы конференции, место издания МАКС Пресс Москва. С. 193-196.
73. Юдина В.А. Оценка характеристик гляциального селевого потока с использованием цепочки математических моделей // Географический вестник. 2022. № 4 (63). С. 66-79.
74. Юдина (Куровская) В.А., Черноморец С.С., Крыленко И.Н., Виноградова Т.А., Крыленко И.В., Савернюк Е.А. Оценка возможных последствий прорывных паводков на примере долины реки Бодомдара (Таджикистан) // Криосфера Земли. 2022. Т. XXVI, № 5. С. 14-28.
75. Aggarwal A., Jain S.K., Lohani A.K., Jain N. Glacial lake outburst flood risk assessment using combined approaches of remote sensing, GIS and dam break modelling // Geomatics, Natural Hazards and Risk. 2016. Vol. 7, No. 1. P. 18-37.
76. Anaconda P.I., Mackintosh A., Norton K. Reconstruction of a glacial lake outburst flood (GLOF) in the Engaño Valley, Chilean Patagonia: Lessons for GLOF risk management // Science of The Total Environment. 2015. Vol. 527-528. P. 1-11.
77. Attal M., Cowie P.A., Whittaker A.C., Hobbey D., Tucker G.E., Roberts G.P. Testing fluvial erosion models using the transient response of bedrock rivers to tectonic forcing in the Apennines // J. Geophys. Res. 2011. Vol. 116. F02005.
78. Awal R., Nakagawa H., Kawaike K., Baba Y., Zhang H. Study on moraine dam failure and resulting flood/debris flow hydrograph due to waves overtopping and erosion // Proceedings of 5th International Conference on Debris-Flow Hazards Mitigation: Mechanics, Prediction and Assessment, Padua, Italy, 14-17 June 2011. 2011. P. 3-12.
79. Borodavko P.S., Litvinov A.S. Russian Altai Mountains: Lake Maashey and Lake Sofiyskoe // Hazard assessment and outburst flood estimation of naturally dammed lakes in Central Asia / P.S. Borodavko, G.E. Glazirin, J. Herget, I.V. Severskiy (eds). Aachen: Shaker Verlag, 2013. P. 35–43.
80. Carey M. Living and dying with glaciers: People's historical vulnerability to avalanches and outburst floods in Peru // Global and Planetary Change. 2005 V. 47 P. 122–134.
81. Carrivick J.L., Tweed F.S. A global assessment of the societal impacts of glacier outburst floods // Global and Planetary Change. 2016. Vol. 144. P. 1–16.
82. Chang D.S., Zhang L.M. Simulation of the erosion process of landslide dams due to overtopping considering variations in soil erodibility along depth // Nat. Hazards Earth Syst. Sci. 2010. Vol. 10. P. 933–946.
83. Chen S., Zhong Q., Shen G. Numerical modeling of earthen dam breach due to piping failure // Water Science and Engineering. 2019 Vol. 12. No. 3. P. 169–178.

84. Chikita K.A. The expansion mechanism of Himalayan supraglacial lakes: Observations and modelling // *Himalayan journal of sciences*. Vol. 2. Iss. 4. P. 118-120.
85. Chistyakov K.V., Ganiushkin D.A. Glaciation and Thermokarst Phenomena and Natural Disasters in the Mountains of North-West Inner Asia // *Environmental Security of the European Cross-border Energy Supply Infrastructure*. 2015. P. 207-218.
86. Christen M., Kowalski J., Bartelt P. RAMMS: Numerical simulation of dense snow avalanches in three-dimensional terrain // *Cold Regions Science and Technology*. 2010. Vol. 63. № 1-2. P. 1-14.
87. Clarke G.K.C. Hydraulics of subglacial outburst floods: new insights from the Spring–Hutter formulation // *J. Glaciol.* 2003. Vol. 49. P. 299-313.
88. Costa J.E. Floods from Dam Failures, U.S // *Geological Survey Open-File Report 85-560*, Denver, Colorado, 1985. 54 p.
89. Costa J.E., Schuster R. The formation and failure of natural dams // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1988. Vol. 7. P. 1054-1068.
90. Emmer A., Cochachin A. The causes and mechanisms of moraine-dammed lake failures in the Cordillera blanca, North America Cordillera, and Himalayas // *AUC Geographica*. 2013. Vol. 48. No. 2. P. 5–15.
91. Emmer A., Vilímek V., Huggel C., Klimeš J., Schaub Y. Limits and challenges to compiling and developing a database of glacial lake outburst floods // *Landslides*. 2016. Vol. 16. P. 1579-1584.
92. Evans S.G. The maximum discharge of outburst floods caused by the breaching of man-made and natural dams // *Canadian Geotechnical Journal*. 1986. Vol. 23. P. 385–387.
93. Froehlich D.C. Peak outflow from breached embankment dam // *Journal of Water Resources Planning and Management*. 1995. Vol. 121. No. 1. P. 90-97.
94. Ganyushkin D., Bantcev D., Derkach E., Agatova A., Nepop R., Griga S., Rasputina V., Ostanin O., Dyakova G., Pryakhina G., Chistyakov K., Kurochkin Y., Gorbunova Y. Post-Little-Ice Age Glacier Recession in the North-Chuya Ridge and Dynamics of the Bolshoi Maashei Glacier, Altai // *Remote Sens.* 2023. Vol. 15 (8). 2186.
95. Ganyushkin D., Chistyakov K., Derkach E., Bantcev D., Kunaeva E., Rasputina V., Terekhov A. Glacier recession in the Altai mountains after the LIA maximum // *Remote Sensing*. 2022. T. 14. № 6. P. 1508.
96. Grabs W.E., Hanisch J. Objectives and Prevention Methods for Glacier Lake Outburst Moods (GLOFs) // *Snow and Glacier Hydrology (Proceedings of the Kathmandu Symposium, November 1992)*. IAHS Publ. 1993. No. 218. P. 341-352/
97. Grinsted A., Hvidberg C.S., Campos N., Dahl-Jensen D. Periodic outburst floods from an ice-dammed lake in East Greenland // *Scientific reports*. 2017. Vol. 7. P. 1-6.

98. Gurung D.R., Khanal N.R., Bajracharya S.R., Tsering K., Joshi S., Tshering P., Chhetri L.K., Lotay Y., Penjor T. Lemthang Tsho glacial Lake outburst flood(GLOF) in Bhutan: cause and impact // *Geoenvironmental Disasters*. 2017. P. 4-17.
99. Hanson G.J., Simon A. Erodibility of cohesive streambeds in the loess area of the midwestern USA // *Hydrol. Process*. 2001. Vol. 15. P. 23–38.
100. Harrison S., Kargel J.S., Huggel C., Reynolds J., Shugar D.H., Betts R.A., Emmer A., Glasser N., Haritashya U.K., Klimes J., Reinhardt L., Schaub Y., Wiltshire A., Regmi D., Vilimek V. Climate change and the global pattern of moraine-dammed glacial lake outburst floods // *The Cryosphere*. 2018. Vol. 12. P. 1195–1209. doi.org/10.5194/tc-12-1195-2018.
101. Huggel C, Haeberli W, Käab A, Bieri D, Richardson S. An assessment procedure for glacial hazards in the Swiss Alps. *Canadian Geotechnical Journal*. 2004. Vol. 41. P. 1068–1083.
102. Huggel C, Käab A, Haeberli W, Teysseire P, Paul F. Remote sensing based assessment of hazards from glacier lake outbursts: A case study in the Swiss Alps // *Canadian Geotechnical Journal*. 2002. Vol. 39. P. 316–330.
103. Khanal N., Hu J.-M., Mool P. Glacial Lake Outburst Flood Risk in the Poiqu/Bhote Koshi/Sun Koshi River Basin in the Central Himalayas // *Mountain Research and Development*. 2015. Vol. 35 (4). P. 351-364.
104. Kidyaeva V., Chernomorets S., I. Krylenko, Wei F., Petrakov D., Su P., Yang H., Xiong J. Modeling potential scenarios of the Tangjiashan Lake outburst and risk assessment in the downstream valley // *Front. Earth Sci*. 2017. Vol. 11. No. 3. P. 579–591.
105. Kougkoulos I., Cook S.J., Edwards L.A., Clarke L.J., Symeonakis E., Dortch J.M., Nesbitt K. Modelling glacial lake outburst food impacts in the Bolivian Andes // *Natural Hazards*. 2018. Vol. 94. P. 1415–1438.
106. Kurovskaia V.A., Chernomorets S.S., Krylenko I.N., Vinogradova T.A, Dokukin M.D., Zaporozhchenko E.V. Buzulgan Rockslide: Simulation of Debris Flows along Gerkhozhan-Su River and Scenarios of Their Impact on Tyrnyauz Town after Changes in 2020 // *Water Resources*. 2022. Vol. 49. No. 1. P. 58–68.
107. Liu J., Tang C., Cheng Z. The Two Main Mechanisms of Glacier Lake Outburst Flood in Tibet, China // *J. Mt. Sci*. 2013. Vol. 10 (2). P. 239–248.
108. MacDonald T.C., Langridge-Monopolis J. Breaching characteristics of dam failures // *Journal of Hydraulic Engineering*. 1984. Vol. 110. No. 5. P. 567-586.
109. Manville V. Techniques for evaluating the size of potential dam-break floods from natural dams. Institute of Geological and Nuclear Sciences Science Report, 2001. 72 p.



110. Maskey S., Kayastha R.B., Kayastha R. Glacial Lakes Outburst Floods (GLOFs) modelling of Thulagi and Lower Barun Glacial Lakes of Nepalese Himalaya // *Progress in Disaster Science*. 2020. Vol. 7. P. 1-13.
111. Medeu A.R., Popov N.V., Blagovechshenskiy V.P., Askarova M.A., Medeu A.A., Ranova S.U., Kamalbekova A., Bolch T. Moraine-dammed glacial lakes and threat of glacial debris flows in South-East Kazakhstan // *Earth-Science Reviews*. 2022. Vol. 229 (103999). P. 1-21.
112. Mergili M., Schneider D., Worni R., Schneider J.F. Glacial lake outburst floods in the Pamir of Tajikistan: Challenges in prediction and modelling // In: Genevois, R; Hamilton, D L; Prestininzi, A. 5<sup>th</sup> International Conference on Debris-Flow Hazards Mitigation: Mechanics, Prediction and Assessment. Padua: Università La Sapienza. 2011. P. 973-982.
113. Nash J. E., Sutcliffe J. V. River flow forecasting through conceptual models part I — A discussion of principles // *Journ. Hydrology*. 1970. Vol. 10 (3). P. 282–290.
114. Neupane R., Chen H., Cao C. Review of moraine dam failure mechanism // *Geomatics, natural hazards and risk*. 2019. Vol. 10, No 1. P. 1948–1966.
115. Nie Y., Liu W., Liu Q., Hu X., Westoby M.J. Reconstructing the Chongbaxia Tsho glacial lake outburst flood in the Eastern Himalaya: Evolution, process and impacts // *Geomorphology*. 2020. Vol. 370, 107393. P. 1-14.
116. O'Brien J.S., Julien P.Y., Fullerton W.T. Two-Dimensional Water Flood and Mudflow Simulation // *Journal of Hydraulic Engineering*. 1993. Vol. 119. Iss. 2. P. 244-259.
117. Ohashi K., Koike T., Takenaka S., Umemura J. Study on Applicability of Electric Sounding for Interpretation of the Internal Structure of Glacial Moraines // *Global Environmental Research*. 2012. Vol. 16. P. 51-58.
118. Osti R., Egashira S. Hydrodynamic characteristics of the Tam Pokhari Glacial Lake outburst flood in the Mt. Everest region, Nepal // *Hydrological Processes*. 2009. Vol. 23. P. 2943–2955.
119. Popov N. 1991. Assessment of glacial debris flow hazard in the north Tien-Shan // *Proceedings of the Soviet-China-Japan Symposium and Field Workshop on Natural Disasters*, 2-17 September 1991, 1991. P. 384–391.
120. Richardson S.D., Reynolds J.M. An overview of glacial hazards in the Himalayas // *Quaternary International*. 2000. Vol. 65/66. P. 31–47.
121. Rounce D.R., McKinney D.C., Lala J.M., Byers A.C., Watson C.S. A new remote hazard and risk assessment framework for glacial lakes in the Nepal Himalaya // *Hydrology and Earth System Science*. 2016. Vol. 20. P. 3455-3475.
122. Shugar D.H., Burr A., Haritashya U.K., Kargel J.S., Watson C.S., Kennedy M.C., Bevington A.R., Betts R.A., Harrison S., Strattman K. Rapid worldwide growth of glacial lakes since 1990 // *Nature climate change*. 2020. Vol. 10. P. 939-945.

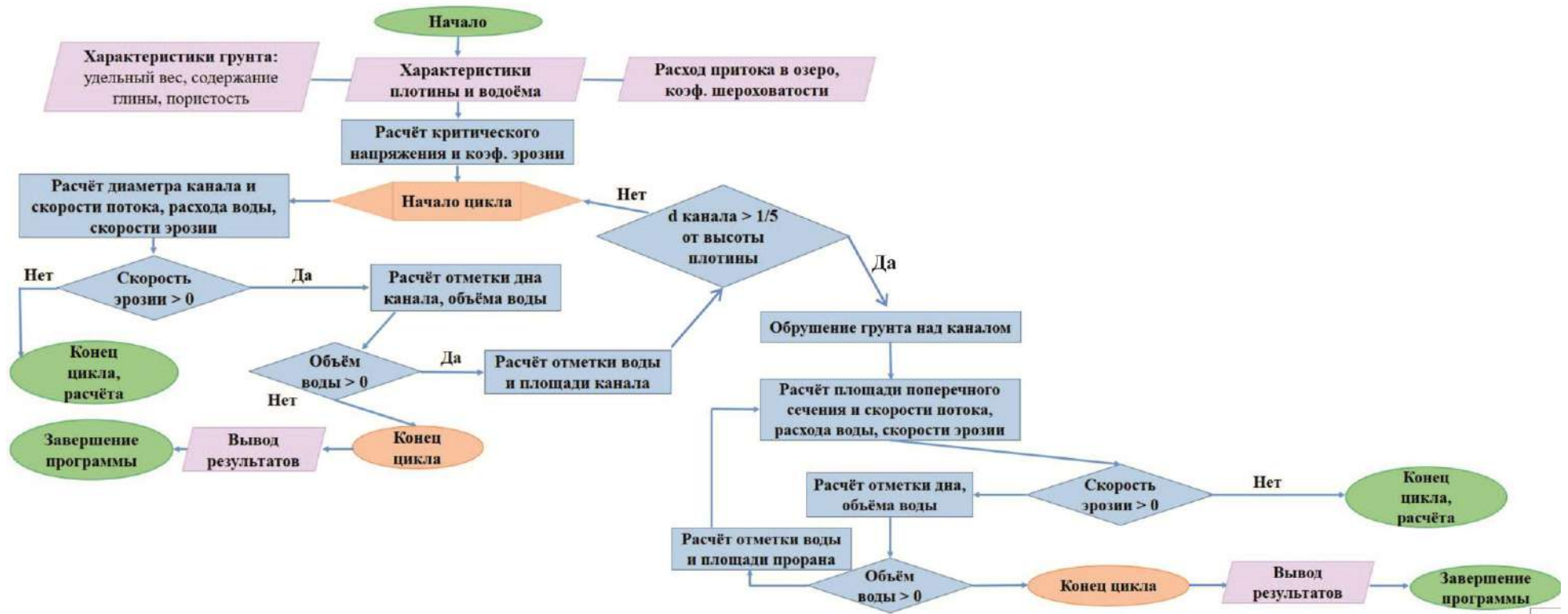
123. Wahl T.L. Dam breach modeling – an overview of analysis methods // Prof. of 2<sup>nd</sup> Joint Federal Interagency Conference, USA, Las Vegas, July, 2010. P. 1-7.
124. Walder J.S., O'Connor J.E. Methods for predicting peak discharge of floods caused by failure of natural and constructed earthen dams // *Water resources research*. 1997. Vol. 33. No. 10. P. 2337–2348.
125. Walther M., Kamp U., Nandintsetseg N.-O., Dashtseren A., Temujin K. Glacial Lakes of Mongolia // *Geographies*. 2024. Vol. 4. P. 21–39.
126. Wang X., Liu S., Guo W., Xu J. Assessment and Simulation of Glacier Lake Outburst Floods for Longbasaba and Pida Lakes, China // *Mountain Research and Development*. 2008. Vol. 28 (3). P. 310-317.
127. Westoby M.J., Brasington J., Glasser N.F., Hambrey M.J., Reynolds J. M., Hassan M.A.A.M., Lowe A. Numerical modelling of glacial lake outburst floods using physically based dam-breach models // *Earth Surf. Dynam.* 2015. Vol. 3. P. 171–199.
128. Westoby M.J., Glasser N.Fr., Brasington J., Hambrey M.J., Quincey D.J., Reynolds J.M. Modelling outburst floods from moraine-dammed glacial lakes // *Earth-Science Reviews*. 2014. Vol. 134. P. 137-159.
129. Veh, G., Korup, O., Roessner, S. & Walz, A. Detecting Himalayan glacial lake outburst foods from Landsat time series // *Remote Sens. Environ.* 2018. Vol. 207. P. 84–97.
130. Veh G., Korup O., von Specht S., Roessner S., Walz A. Unchanged frequency of moraine-dammed glacial lake outburst floods in the Himalaya // *Nature climate change*. 2019. Vol. 9. P. 379-383.
131. Zhang T., Wang W., Gao T., An B. Simulation and Assessment of Future Glacial Lake Outburst Floods in the Poiqu River Basin, Central Himalayas // *Water*. 2021. Vol. 13 (1376). P. 1-18.
132. Zhang G.Q., Yao T.D., Xie H.J., Wang W.C., Yang W. An inventory of glacial lakes in the Third Pole region and their changes in response to global warming // *Glob. Planet. Chang*. 2015. Vol. 131. P. 148–157
133. Zheng G., Mergili M., Emmer A., Allen S., Bao A., Guo H., Stoffel M. The 2020 glacial lake outburst flood at Jinwuco, Tibet: causes, impacts, and implications for hazard and risk assessment // *The Cryosphere*. 2021. Vol. 15. P. 3159–3180.
134. Zhong Q., Chen S., Deng Z. A simplified physically based breach model for a high concrete-faced rockfill dam: a case study // *Water Science and Engineering*. 2018. Vol. 11. Is. 1. P. 46–52.
135. Zhong-xin J., Peng C., Liang-wei J. Critical hydrologic conditions for overflow burst of moraine lake // *Chinese geographical science*. 2004. Vol. 14. No. 1. P. 39-47.

136. Zhu Y., Visser P., Vrijling, J. Review on embankment dam breach modeling. *New Developments in Dam Engineering*. 2004. P. 1189–1196.
137. URL: <http://glofs-database.org/view.php> ФГБУ «Западно-Сибирское УГМС» | Перечень опасных явлений // Электронный ресурс. URL: <http://www.meteo-nso.ru/pages/115/> (дата обращения: 22.09.2023).

## Приложения

Приложение 1

Блок-схема расчёта характеристик прорыва озера при размыве фильтрационного канала.



Блок-схема расчёта характеристик прорыва озера при переливе воды через гребень моренной ПЛОТИНЫ.



Спутниковые снимки, используемые для анализа изменчивости моренных и приледниковых озёр

Дата	Спутник	Пространственное разрешение, м	ID снимка
22.07.2000	Landsat 7 Sensor ETM+	15	EPP144R025_7F20000722
7.08.2000	Landsat 7 Sensor ETM+	15	EPP144R026_7F20000807
27.06.2000	Landsat 7 Sensor ETM+	15	EPP145R025_7F20000627
27.08.2000	Landsat Sensor ETM	15	MEN-46-45_UL_2000
28.06.1962	Corona	1.8	DS009038052DF039
8.08.1980	Landsat 3	30	LM03_L1TP_155025_19800808_20200905_02_T2
17.08.1989	Landsat 5	30	LM05_L1TP_144025_19890817_20200829_02_T2
12.08.1993	Landsat 5	30	LT05_L2SP_144025_19930812_20200913_02_T1
22.07.2000	Landsat 7	15	EPP144R025_7F20000722
18.08.2004	Landsat 7	15	LE07_L1TP_144025_20040818_20170119_01_T1
13.08.2011	Landsat 7	15	LE07_L1TP_145025_20110813_20200909_02_T1
15.08.2022	Landsat 9	15	LC09_L1TP_141026_20220815_20230402_02_T1
10.04.2023	Sentinel-2	10	S2A_MSIL2A_20230410T045701_N0509_R119_T45UYQ_20230410T091259
24.03.2023	Sentinel-2	10	S2A_MSIL1C_20230324T050651_N0509_R019_T45UYQ_20230324T065644
10.01.2023	Sentinel-2	10	S2A_MSIL2A_20230110T050201_N0509_R119_T45UYQ_20230110T081003
14.11.2022	Sentinel-2	10	S2A_MSIL1C_20221114T051051_N0400_R019_T45UYQ_20221114T054313
22.09.2022	Sentinel-2	10	S2A_MSIL2A_20220922T045701_N0400_R119_T46UCV_20220922T085450
4.07.2022	Sentinel-2	10	S2A_MSIL1C_20220704T045711_N0400_R119_T46UCV_20220704T065335
17.06.2022	Sentinel-2	10	S2A_MSIL1C_20220617T050701_N0400_R019_T45UYQ_20220617T070314
17.07.2020	Sentinel-2	10	L1C_T45UWQ_A026471_20200717T051132