

МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
имени М.В. ЛОМОНОСОВА

На правах рукописи

ПОСТНИКОВА ТАИСИЯ НИКОЛАЕВНА
МОДЕЛИРОВАНИЕ ЭВОЛЮЦИИ ГОРНОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ
СЕВЕРНОГО КАВКАЗА В XXI ВЕКЕ

1.6.8 – ГЛЯЦИОЛОГИЯ И КРИОЛОГИЯ ЗЕМЛИ

ДИССЕРТАЦИЯ
на соискание ученой степени
кандидата географических наук

Научный руководитель:
кандидат географических наук,
доцент В. В. Поповнин

Москва – 2023

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	5
ГЛАВА 1. КРАТКАЯ ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СЕВЕРНОГО КАВКАЗА.....	16
Оледенение в бассейнах рек Терек и Кубань	17
Оледенение Эльбруса – краткие сведения.....	19
ГЛАВА 2. ГЛОБАЛЬНЫЕ ГЛЯЦИОЛОГИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ.....	22
2.1. Общие принципы. Назначение и преимущества глобальных моделей.....	23
2.2. Архитектура глобальных гляциологических моделей	24
2.3. Исходные данные: геометрия горных ледников	28
2.4. Масс-балансовый блок	32
2.4.1. Влияние поверхностной морены на баланс массы	34
2.4.2. Фронтальная абляция.....	35
2.5. Динамический блок	35
2.6. Эволюция геометрии ледников	36
2.6.1. Закон сохранения массы.....	36
2.6.2. Динамические модели течения ледника вдоль осевой линии	37
2.6.3. Параметризации переноса льда	40
2.7. Сравнительная характеристика глобальных гляциологических моделей ...	41
2.8. Постановка прогностических экспериментов	49
2.8.1. Климатический форсинг.....	49
2.8.2. Инициализация	51
2.8.3. Калибровка масс-балансового блока.....	53
2.8.4. Проблема неидентифицируемости параметров модели.....	55
2.8.5. Применение методики латинского гиперкуба к организации численных экспериментов	56
2.8.6. Калибровка динамического блока.....	57
2.8.7. Валидация	58
2.9. Некоторые приложения глобальных гляциологических моделей	58

2.9.1. Построение глобальных и региональных гляциологических проекций.....	59
2.9.2. Неточности глобальных и региональных гляциологических прогнозов.....	61
2.9.3. Прогнозирование изменений ледникового стока	61
2.9.4. Палеогляциологическое моделирование	62
2.9.5. Исследование времени реакции ледников на климатические изменения	63
2.10. Основные проблемы и перспективы развития	64
2.11. Выводы из главы 2.....	66
ГЛАВА 3. ЭЛЕКТРОФИЗИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ «ХОЛОДНОГО» ЛЕДНИКА....	69
3.1. Теоретическая основа расчета коэффициента отражения радиоволн от слоя льда	71
3.2. Электрофизические характеристики ледников	71
3.3. Анализ расчетов глубинного профиля комплексной диэлектрической проницаемости снежно-ледового покрова	75
3.4. Выводы из главы 3	77
ГЛАВА 4. МОДЕЛЬ ЭВОЛЮЦИИ ЛЕДНИКА, ПОКРЫТОГО МОРЕННЫМ ЧЕХЛОМ.....	78
4.1. Модель GloGEMflow	78
4.2. Блок расчета баланса массы	79
4.3. Динамический блок GloGEMflow	80
4.4. Моренный блок, встроенный в GloGEMflow	80
4.4.1. Изменение толщины моренного покрова	80
4.4.2 Изменение площади моренного покрова.....	83
4.5. Масс-балансовый блок с учетом поверхностной морены.....	84
4.6. Ограничения модели моренного покрова.....	85
ГЛАВА 5. ПРОГНОЗ ЭВОЛЮЦИИ ЛЕДНИКОВ СЕВЕРНОГО КАВКАЗА В XXI ВЕКЕ	87
5.1. Входные данные.....	87
5.1.1. Геометрия ледников.....	87
5.1.2. Климатический форсинг.....	87
5.1.3. Моренный покров	87

5.2. Калибровка модели	90
5.2.1. Калибровка блока баланса массы	90
5.2.2. Калибровка динамического блока	91
5.2.3. Калибровка моренного блока.....	92
5.3. Валидация модели	95
5.3.1. Валидация блока баланса массы.....	95
5.3.2. Валидация моренного блока	96
5.4. Результаты моделирования.....	98
5.4.1. Скорость течения ледников	98
5.4.2. Уменьшение толщины ледников	98
5.4.3. Эволюция толщины моренного покрова	100
5.4.4. Эволюция площади моренного покрова	100
5.4.5. Изменение объема льда	101
5.4.6. Влияние учета морены на прогнозы объема льда.....	103
5.4.7. Изменение пространственного положения ледников Северного Кавказа	105
5.4.8. Эволюция баланса массы ледников в XXI веке	107
5.4.9. Анализ чувствительности модельных прогнозов к параметрам моренного блока	110
5.4.10. Прогноз образования озер при отступании ледников на Эльбрусе в XXI веке	115
5.4.11. Прогноз образования областей мертвого льда.....	118
5.5. Обсуждение результатов	119
5.5.1. Изменение моренного покрова в XXI веке.....	119
5.5.2. Роль моренного покрова в эволюции ледников	121
5.5.3. Поверхностный баланс массы ледников в XXI веке	129
5.5.4. Неопределенности модельных результатов	129
5.5.5. Сравнение с аналогичными исследованиями.....	133
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	137
ЛИТЕРАТУРА	139

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность исследования. Кавказские горы являются крупным центром современного оледенения. Отступление горных ледников Большого Кавказа во второй половине XX — начале XXI вв. было зафиксировано различными методами, включая как прямые инструментальные наблюдения, так и дистанционные. В этот период наблюдается общее сокращение площади, отступление фронтов ледников (Панов, 1993; Золотарев, 2013; Tielidze, Wheate, 2018), уменьшение толщины льда и, как следствие, уменьшение общего объема ледников (Huggonet et al., 2021). Учитывая время реакции ледников на изменения климата (IPCC, 2021), естественно ожидать, что общая тенденция деградации оледенения на Кавказе сохранится.

В предгорьях Северного Кавказа ожидаемые изменения состояния ледников играют важную роль, поскольку сезонные колебания режима стока местных рек зависят от поступления талых ледниковых вод. Устойчивое развитие Северного Кавказа, одного из важнейших сельскохозяйственных регионов мира, зависит от надежного круглогодичного снабжения пресной водой. Рост населения и экономическое развитие в этом регионе требуют долгосрочных оценок возможных изменений в состоянии горного оледенения и, соответственно, наличия водных ресурсов. Актуальность этих оценок очевидна, поскольку они необходимы для эффективного планирования мероприятий по смягчению социально-экономических последствий экологических и климатических изменений. Для таких региональных исследований обычно используются упрощенные гляциологические модели, в том числе и глобального уровня (Hock et al., 2019).

На Кавказе в целом более 15% общей площади ледников покрыто моренным материалом (Stokes et al., 2006; Herreid & Pellicciotti, 2020; Rounce et al., 2021), поступающим со склонов гор. На Восточном Кавказе этот показатель достигает 49% (Tielidze et al., 2020). При этом доля ледниковой площади, покрытой мореной, на настоящий момент растет при общем отступании ледников (Поповнин, Розова, 2005; Поповнин и др., 2015; Tielidze et al., 2020). Здесь и далее речь пойдет о подвижной поверхностной морене, которая находится на леднике (Щукин, 1980).

Реакция горных ледников с моренным покровом на климатические изменения в масштабах десятилетий характеризуется как сложная и в целом нелинейная (Vaughan et al., 2013). Моренный покров оказывает существенное влияние на баланс массы поверхности ледника. Тонкий слой поверхностной морены (менее 2 см) или разбросанные по леднику мелкие камни ускоряют таяние, так как имеют меньшее альbedo, чем чистый лед, и поглощают больше коротковолнового излучения (Östrem, 1959; Ходаков, 1972;

Ефремов и др., 2007; Benn et al., 2000). Более толстый слой морены может служить изолирующим материалом, препятствующим таянию льда под ним (Kraaijenbrink et al., 2017, Поповнин и др., 2015). Таким образом, теоретически разрастающийся моренный покров достаточной толщины смягчает воздействие изменения климата, поскольку более низкая скорость таяния замедляет отступление ледников и потерю массы по мере повышения температуры. Кавказское оледенение характеризуется толстым моренным покровом (Rounce et al., 2021). Полевые наблюдения за толщиной моренного покрова на леднике Джанкуат (который является репрезентативным для Центрального Кавказа (Haerberli et al., 2003)) также демонстрируют преобладание моренного покрова более 5-7 см толщиной (Поповнин и др., 2015). Это позволяет предположить, что на Кавказе изолирующее влияние моренного покрова на абляцию преобладает над эффектом усиленного таяния, происходящего под тонким слоем морены. Таким образом, гипотетически, на Кавказе будущая деградация ледника может протекать медленнее при условии, что толщина и площадь моренного покрова продолжит увеличиваться.

С другой стороны, пока нет однозначного подтверждения, что ледники с моренным покровом будут медленнее реагировать на климатические изменения. Недавние исследования показали, что ледники, покрытые мореной, могут терять массу с той же скоростью, что и ледники без морены (Immerzeel et al., 2013; Fujita, Sakai, 2014; Brun et al., 2019; Fleischer et al., 2021). Возможными причинами такого эффекта являются: (1) то, что скорость «всплытия» (вертикальная составляющая скорости частиц льда, направленная вверх) в области абляции ниже для ледников, покрытых мореной (Anderson and Anderson, 2016); (2) ледяные уступы и супрагляциальные водоемы (Rowan et al., 2015; Sakai et al., 2000; Mertes et al., 2017; Huang et al., 2018; Brun et al., 2018; Ferguson, Vieli, 2021), а также лед, покрытый тонким слоем морены (Резниченко и др., 2010; Кутузов и др., 2021) ускоряют таяние; (3) что покрытые достаточно толстым слоем морены ледники подвержены более низкой скорости таяния на данной высоте, но они часто простираются до более низких высот, чем ледники без морены (Brun et al., 2019). Ледники, расположенные на более низких высотах, более чувствительны к изменениям климата (Paul, Haerberli, 2008; Trüssel et al., 2015). Кроме того, покрытые мореной ледники часто имеют круглую область аккумуляции и плоский язык, что также является типичной формой ледников с большим расходом льда и длительным временем отклика (Zekollari et al., 2020).

Несмотря на большую роль, которую оказывает моренный покров на пространственные характеристики ледников, на сегодняшний день в гляциологических моделях, применяемых в глобальном или региональном масштабе, игнорируется описание моренного покрова, его эволюция во времени и влияние на теплообмен с

атмосферой. Тремя исключениями являются: модель Kraaijenbrink et al. (2017) и Rounce et al. (2023), которые учитывают моренный покров, но полностью игнорируют его изменение во времени, модель Comragno et al. (2022), которая параметризует утолщение и расширение моренного покрова во времени, но перенос моренного покрова ледников не включен. В диссертации представлена новая математическая модель, применимая на региональном уровне, в которой и моренный покров ледника, и сам ледник динамически эволюционируют в соответствии с уравнением неразрывности.

Прогноз динамики моренного покрова важен по нескольким причинам: во-первых, слой морены толщиной более 5-7 см на леднике задерживает его таяние (Поповнин и др., 2015); во-вторых, под моренным покровом возможно сохранение областей мертвого льда, оставшегося после отступления ледника и могущих служить основой для образования новых селевых котлов (Benn et al., 2012; Shugar et al., 2020; Rounce et al., 2021). В связи с этим актуальна оценка влияния моренного покрова на изменения оледенения на Северном Кавказе и прогноз вероятного образования погребенных мертвых льдов и новых прогляциальных озер. Информация о вероятных местах образования озер и областей стагнирующего льда, покрытых мореной, необходима для выявления потенциальных селевых котлов и прогноза прорывных наводнений. Такие оценки требуются для внедрения эффективных систем раннего предупреждения и разработки соответствующих мер по смягчению последствий для минимизации потенциального воздействия на населенные пункты и инфраструктуру, расположенные ниже по течению.

Целью работы является оценка текущих и прогностических изменений параметров горного оледенения Северного Кавказа под воздействием разных климатических сценариев из проекта CMIP6 (Coupled Model Intercomparison Project - Проект межмодельного сравнения взаимодействующих компонент климата): SSP119, SSP126, SSP245, SSP370, SSP585 (Shared Socioeconomic Pathways; O'Neill et al., 2014; Eyring et al., 2016). При этом ключевой является оценка роли, которую играет моренный покров в эволюции горного оледенения в течение XXI века.

Таким образом, данное исследование призвано ответить на следующие вопросы:

- 1) как различаются прогнозы для ряда параметров ледников, полученные при моделировании с использованием моренного блока и без него?
- 2) отличаются ли прогнозируемые значения при различных сценариях изменения климата?
- 3) существенно ли отличаются прогнозы для ледников в бассейнах Терека и Кубани?

Для достижения поставленной цели в диссертационной работе рашаются следующие **задачи**:

- 1) обзор методов глобального гляциологического моделирования;
- 2) инициализация модели GloGEMflow для ледников Северного Кавказа путем отладки, калибровки динамического и масс-балансового блоков;
- 3) внедрение блока эволюции морены в модель GloGEMflow, создание калибровочной схемы для ее параметров;
- 4) установление закономерностей влияния моренного покрова на эволюцию ледников Северного Кавказа;
- 5) прогноз (до 2100 года) эволюции ледников и моренного покрова с использованием климатических сценариев из CMIP6;
- б) прогноз (до 2100 года) образования новых озер на Эльбрусе.

Объектом исследования являются ледники бассейнов рек Терек и Кубань (Северный Кавказ, Россия). **Предметом** исследования в работе является роль моренного покрова в эволюции ледников на региональном уровне в XXI веке.

Личный вклад автора. На начальном этапе исследования проводился литературный обзор по методам гляциологического моделирования, применяемых на региональном и глобальном уровне. Это позволило выбрать методы моделирования, инициализации модели, ее калибровки и валидации для численных экспериментов, проведенных с целью улучшения понимания взаимосвязей, существующих между климатом, оледенением и накоплением моренного покрова на Северном Кавказе. После этого автором были собраны данные для всех ледников бассейнов Терека и Кубани, требуемые для проведения намеченных экспериментов: контуры ледников и моренного покрова на них на 2001 и 2018 год (RGI Consortium, 2017), толщина (Huss, Farinotti, 2012; Farinotti et al., 2019, Kutuzov et al., 2019) и скорость (Millan et al., 2022) ледников, толщина моренного покрова (Rounce et al., 2021); данные температуры и осадков с метеостанций на Кавказе, данные ре-анализа ERA-5 (Hersbach et al., 2019) и прогностические климатические данные CMIP6 (Eyring et al., 2016). Автор лично инициализировал модель GloGEMflow (Zekollari et al., 2019) для условий Северного Кавказа, что в частности потребовало написания вспомогательной программы для приведения имеющихся данных к усредненным по высотным поясам для моделирования ледников и моренного покрова вдоль осевой линии. Автор внедрил в модель GloGEMflow блок эволюции моренного покрова, основанный на предыдущих исследованиях (Anderson, Anderson, 2016; Verhaegen et al., 2020), никогда ранее не применявшийся на региональном уровне. Автор работы лично разработал калибровочную схему для параметров моренного блока. Настройка динамического блока осуществлялась по данным геометрии ледников из архива RGI 6.0 и толщины ледников из Farinotti et al. (2019), а калибровка моренного блока

– по нанесенным на карту очертаниям моренного покрова на дату инвентаризации (2001 год) и по новым данным толщины моренного покрова (Rounce et al., 2021). Автор работы лично провел эксперименты по моделированию эволюции горного оледенения Северного Кавказа на модели GloGEMflow и осуществил валидацию и эксперименты на чувствительность модели к различным параметрам моренного блока. Автор провел расчеты изменения параметров ледников и поверхностной морены с 1990 до 2100 гг. для разных климатических сценариев и проанализировал взаимное влияние эволюции моренного покрова и параметров ледников. Расчеты времени возможного образования прогляциальных озер на Эльбрусе были проведены лично автором диссертации с опорой на работы коллег (Kutuzov et al., 2019; Лаврентьев и др., 2020).

Методика и методология. В методологическом плане основная часть диссертации представляет собой работу по математическому моделированию, которая традиционно включает в себя сбор данных (характеристики климатических условий, ледников и моренного покрова), создание необходимых модулей модели, инициализацию, калибровку, валидацию модельных результатов на реальных данных, проведение разных численных экспериментов с помощью готовой модели.

Для достижения целей исследования используется модуль эволюции моренного покрова, основанный на уравнении неразрывности (Anderson, Anderson, 2018; Verhaegen et al., 2020), который в ходе данного исследования был встроен в модель эволюции ледников GloGEMflow (Zekollari et al., 2019).

В нашей модели компонентами эволюции моренного покрова являются: отложение моренного материала на поверхности ледника, динамическое перераспределение (перенос) моренного покрова, вытаивание в зоне абляции и вынос в прифронтальную зону (Рис. 1, Anderson, Anderson, 2016).

В диссертации рассматривается динамическое перераспределение моренного покрова и изучается влияние такого подхода на прогнозы изменения ледников на Северном Кавказе в XXI столетии по различным сценариям Фазы 6 Проекта сравнительного анализа климатических моделей - СМIP6. Для этого эволюция параметров ледников до конца XXI века сравнивается для случаев, когда эволюция моренного покрова учитывается или не учитывается в модели. Полученные результаты используются для оценки роли моренного покрова в эволюции ледников.

Основные защищаемые положения

1. Усовершенствована модель динамики ледников с учетом эволюции моренного покрова, которая применим на региональном уровне. Прогностический потенциал модели

включает в себя возможность оценивать пространственные и динамические характеристики ледников, мощность и площадь поверхностной морены, толщину и объем погребенного под мореной мёртвого льда, а также, косвенно, время и место образования прогляциальных озер и изменение ледникового стока.

2. В соответствии с разработанным прогнозом, моренный покров будет временно задерживать потерю массы льда в ближайшие 20-50 лет, особенно в масштабах крупных долинных ледников. Несмотря на изолирующий эффект моренного покрова, он окажет незначительное влияние на общий объем льда и количество исчезнувших ледников на Северном Кавказе к концу XXI века.
3. Прогнозируемый объем льда в бассейне Кубани будет убывать в два раза быстрее, чем в бассейне Терека примерно до 2040 года. При климатическом сценарии с самым большим повышением температуры (SSP5-8.5) к концу XXI века, произойдет почти полная дегляциация Северного Кавказа. Лишь при умеренном потеплении (сценарии SSP1-2.6, SSP1-1.9) ледники, в соответствии с прогностическими расчетами, достигнут равновесия с климатом до конца века.
4. В соответствии с прогностическими расчетами, при климатических сценариях с наибольшим повышением температуры SSP5-8.5, SSP3-7.0, в 2100 году на Эльбрусе будет сосредоточено до 84% оставшегося льда в бассейне Терека, и до 98% оставшегося льда в бассейне Кубани. На Эльбрусе, при благоприятных геоморфологических обстоятельствах, будет образовано до 17 новых прогляциальных озер.
5. Динамика пространственных характеристик моренного покрова (его средняя мощность) на активных ледниках носит нелинейный характер в течение XXI века. До 2035 года, мощность морены на ледниках будет продолжать расти в среднем по Северному Кавказу, в то время как ледники будут постепенно истончаться при ограниченном отступании фронтов. После 2035 года (в среднем по исследуемому региону) будет происходить синхронное скачкообразное уменьшение длины долинных ледников и постепенное убывание средней толщины покрывающей их морены.
6. В период между 2030 и 2040 годами, прогнозируется формирование максимального объема мёртвого льда в целом по региону. В 2050-2070 гг. в зависимости от сценария, прогнозируется достижение второго максимума объема мёртвого льда, величина которого меньше первого.

Научная новизна работы

1. Разработаны расчетный алгоритм и программный код для описания эволюции

покрытых мореной ледников, включающий поступление, перенос и вытаивание моренного материала, работающий на региональном уровне.

2. Впервые спрогнозирована эволюция параметров ледников и моренного чехла в бассейнах Терека и Кубани до 2100 года при реализации различных климатических сценариев - от умеренного до экстремального.
3. Количественно охарактеризованы тенденции в динамике эволюции ледников бассейнов Терека и Кубани.
4. Впервые спрогнозировано время образования потенциально опасных прогляциальных озер на Эльбрусе.



Рис. 1. Схема эволюции моренного покрова ледника, используемая в диссертации (адаптировано из Lindsey Nicholson и Anne Maussion, Atelier les Gros yeux).

Степень достоверности полученных результатов обуславливается использованием апробированных математических моделей, картографических методов и аппарата статистического анализа. Полученная в численных экспериментах площадь и мощность моренного покрова показывает высокую степень соответствия доступным полевым и спутниковым данным (около 66%). Следует отметить, что исследование, являясь региональным, накладывает ограничения на допустимую сложность используемых моделей, а также требует большого количества входных данных, содержащих ошибки. Достоверность результатов исследования подтверждается сравнением с результатами связанных работ, обсуждениями и докладами на международных и всероссийских конференциях, а также публикациями в рецензируемых научных изданиях.

Теоретическая и практическая значимость исследования

Взаимное влияние баланса массы, динамики ледника и моренного покрова на нем еще недостаточно изучено и представляет интерес с теоретической точки зрения. С практической точки зрения, представляемые в работе результаты исследований имеют большую практическую ценность с точки зрения прогнозных данных эволюции оледенения Кавказа, необходимых для оценки будущего режима стока и обеспеченности водой крупных зернопроизводящих регионов. В частности, размеры ледников необходимы в качестве входных параметров в гидрологические модели для предсказания периодов максимального и минимального стока, а также в качестве одного из параметров для оценки вероятности образования прогляциальных озер, потенциальные прорывы которых угрожают жизни людей и инфраструктуре.

Апробация работы

Промежуточные результаты работы, а также основные положения диссертации докладывались и обсуждались на международной конференции Европейского союза наук о Земле — European Geosciences Union General Assembly (Вена, 2019, 2020, 2021 и 2023 гг.), на Всероссийских открытых Армандовских чтениях (Муром, 2020); на Международной горной конференции — International Mountain Conference (Иннсбрук, 2022 г.), 26-й конференции по альпийской гляциологии — 26th Alpine Glaciology Meeting (Цюрих, 2023 г.), на международной конференции Союза геодезии и геофизики — International Union of Geodesy and Geophysics (Берлин, 2023 г.), дважды на семинаре Отдела гляциологии Института географии РАН, а также на семинаре лаборатории глобальной гидрологии Института водных проблем РАН.

Публикации

По теме диссертации опубликовано 14 научных работ, в том числе 4 статьи в рецензируемых изданиях (журналах), индексируемые в Scopus, WoS - Web of Science Core Collection и RSCI, 10 тезисов докладов в материалах всероссийских и международных конференций.

Во всех опубликованных работах вклад автора является определяющим. Автор принимал активное участие в постановке научных задач, проведении численных экспериментов, анализе и интерпретации полученных результатов, предоставлении их в печать. Автором была проведена основная работа над текстом статей, а также представление их в редакции журналов и переписка с редакторами и рецензентами.

Публикации в журналах Scopus, WoS, RSCI, а также в изданиях, рекомендованных для

защиты в диссертационном совете МГУ по специальности 1.6.8:

1. *Постникова Т.Н., Рыбак О.О.* Глобальные гляциологические модели: новый этап в развитии методов прогнозирования эволюции ледников. Часть 1. Общий подход и архитектура моделей // *Лёд и Снег*. 2021. Т. 61. № 4. С. 620-636. <https://doi.org/10.31857/S2076673421040111> (*Импакт-фактор по WOS: JIF = 0.7*)
2. *Постникова Т.Н., Рыбак О.О.* Глобальные гляциологические модели: новый этап в развитии методов прогнозирования эволюции ледников. Часть 2. Постановка экспериментов и практические приложения // *Лёд и Снег*. 2022. Т. 62. № 2. С. 287-304. <https://doi.org/10.31857/S2076673422020133> (*Импакт-фактор по WOS: JIF = 0.7*)
3. *Newall J.C.H., Dymova (Постникова) Т., Serra E., Blomdin R., Fredin O., Glasser N.F., Saganuma Y., Harbor J.M., Stroeven A.P.* The glacial geomorphology of western Dronning Maud Land, Antarctica // *Journal of Maps*. 2020. Vol. 16. № 2. P. 468-478, DOI: 10.1080/17445647.2020.1761464 (*Импакт-фактор по WOS: JIF = 2.2*)
4. *Yushkova O., Dymova (Постникова) Т.* Modelling the reflection of radio waves from cold glaciers // *Journal of Physics: Conference Series*. 2020. Vol. 1632. P. 012011–012011. doi:10.1088/1742-6596/1632/1/012011 (*Импакт-фактор по Scopus: SJR = 0.18*)

Публикации в материалах конференций:

5. *Yushkova, O., Dymova (Постникова) Т., Popovnin, V.*: Radio-wave reflectivity from cold glaciers, EGU General Assembly 2020, Online, 4–8 May 2020, EGU2020-21606, <https://doi.org/10.5194/egusphere-egu2020-21606>, 2020.
6. *Юшкова О.В., Дымова (Постникова) Т.Н.* Особенности электрофизических свойств «холодных» ледников // *Всероссийские открытые Армандовские чтения. Современные проблемы дистанционного зондирования, радиолокации, распространения и дифракции волн*. 2020. С. 134-140.
7. *Dymova (Постникова) Т., Rybak O., Popovnin V.* Towards elaboration of a surface mass balance model of a mountain glacier using a stochastic weather generator, EGU General Assembly 2020, Online, 4–8 May 2020, EGU2020-18265, <https://doi.org/10.5194/egusphere-egu2020-18265>
8. *Dymova (Постникова) Т., Rybak, O., Zekollary, H., Huss, M., Korneva, I., Gubanov, A., and Nosenko, G.*: Modelling future evolution of glaciation in the Central Caucasus, EGU General Assembly 2021, online, 19–30 Apr 2021, EGU21-9032, <https://doi.org/10.5194/egusphere-egu21-9032>.
9. *Postnikova Т., Rybak О., Zekollari H., Huss M., Gubanov А., Nosenko G.* Debris cover effect on the evolution of glaciation in the Northern Caucasus, 2022, EGU22-7736, <https://doi.org/10.5194/egusphere-egu22-7736>

10. *Postnikova T., Rybak O., Zekollari H., Huss M., Gubanov A.* Debris cover effect on the evolution of glaciation in the Northern Caucasus in the 21st century. Student for Student Summer School, Obergurgl, Austria. September 5-9 2022
11. *Postnikova T., Rybak O., Zekollari H., Huss M., Gubanov A., Krylenko I., Kornilova E., Nosenko G.* Debris Cover Effect On The Evolution Of Glaciation And Runoff In The Northern Caucasus. International Mountain Conference, Innsbruck, Austria, September 11-15 2022. https://www.imc2022.info/wp-content/uploads/static/abstracts/fs_72/abstract_fs_72_id_528_dymova_taisiya.pdf
12. *Postnikova T., Rybak O., Zekollari H., Huss M., Gubanov A.* Future evolution of the debris cover on the glaciers in the Northern Caucasus. 26th Alpine Glaciology Meeting, Zurich, Switzerland, February 9-10 2023.
13. *Postnikova T., Rybak O., Zekollari H., Huss M., Gubanov A.* Future evolution of glaciers in the Caucasus: focus on debris-cover evolution. EGU General Assembly 2023, Vienna, Austria, 24–28 Apr 2023, EGU23-893, <https://doi.org/10.5194/egusphere-egu23-893>
14. *Дымова (Постникова) Т., Рыбак, О., Корнева, И., Зеколлари, Х., Фюрст, Ж., Кутузов, С., Лаврентьев, И. (2023):* Projections of Elbrus glaciers throughout the 21st century, XXVIII General Assembly of the International Union of Geodesy and Geophysics (IUGG) (Berlin 2023). <https://doi.org/10.57757/IUGG23-4261>

В диссертационное исследование включены результаты публикаций (Постникова, Рыбак, 2021; Постникова, Рыбак, 2022; Юшкова О.В., Дымова (Постникова) Т.Н., 2020), выполненных в соавторстве с О.О. Рыбаком и О.В. Юшковой. В текст диссертации (главы 2, 3) включены разделы, касающиеся методики исследования, соответствующие разделы публикаций полностью писались автором.

Структура и объем работы

Диссертационная работа состоит из Введения, пяти глав, Заключения, списка литературы (239 наименований). Материал работы изложен на 156 страницах машинописного текста, содержит 7 таблиц, 57 иллюстраций. Список литературы содержит 239 наименований, в том числе 200 – на иностранном языке.

Благодарности

Автор выражает благодарность своему научному руководителю к.г.н. В.В. Поповнину за всестороннюю помощь при проведении исследований и написании работы. Автор признателен д.ф.-м.н. О.О. Рыбаку за консультации и всестороннюю помощь по выполнению работы. Автор благодарен Х. Зеколлари (H. Zekollary) и М. Хуссу (M. Huss)

(Laboratory of Hydraulics, Hydrology and Glaciology (VAW), ETH Zürich) за предоставление модели GloGEMflow и необходимых входных данных для ее запуска. Автор также выражает благодарность к.г.н. А.Ф. Глазовскому, к.г.н. С.А. Сократову, д.г.н. А.В. Бредихину, к.г.н. А.С. Турчаниновой, коллективу кафедры криолитологии и гляциологии МГУ им. Ломоносова и отдела гляциологии ИГ РАН за помощь, поддержку и консультации в процессе проведения исследований и написании работы. Диссертационная работа выполнена при поддержке проектов РФФ (№22-17-00133, №23-27-00050), РФФИ (№20-35-90042, №21-55-10003).

ГЛАВА 1. КРАТКАЯ ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СЕВЕРНОГО КАВКАЗА

Кавказские горы — это обширная горная область к югу от Восточно-Европейской равнины, которая состоит из двух отдельных горных систем - Большого Кавказа и Малого Кавказа. Данное исследование сосредоточено на эволюции ледников на северном склоне Большого Кавказа (на территории Российской Федерации). Большой Кавказ — это горная система вдоль границы с Грузией и Азербайджаном. Более чем 1300-километровый мегантиклинорий Большого Кавказа простирается от Черного до Каспийского моря. Большая часть региона сложена юрскими и меловыми породами. Эффузивные породы в основном слагают вулканические конусы Эльбруса и Казбека.

Большой Кавказ традиционно делится на Западный, Центральный и Восточный с горами Эльбрус (5642 м) и Казбек (5047 м) в качестве демаркационных точек. В то же время, термины Северный и Южный Кавказ часто используются для обозначения соответствующих макросклонов Большого Кавказа. Главный Кавказский хребет сплошной почти на всем своем протяжении, он включает несколько вершин выше 5000 м (Шхара — 5193 м) и в центральной части спускается до 3000 м только на перевалах. Главный Кавказский хребет служит основным водоразделом речных бассейнов северного и южного направления на Западном и Центральном Кавказе. Северный склон представлен системой куэст, южный склон Главного Кавказского хребта в целом короче и круче северного.

Кавказ служит естественной границей между умеренным (северный склон) и субтропическим (южный склон) климатическими поясами. В целом, более крупные ледники встречаются на севере. Климатические градиенты запад-восток выражены особенно ярко. Главный хребет и вершины Большого Кавказа, где расположено большинство ледников, находятся под влиянием преобладающего западного переноса воздушных масс с Атлантики, который является основным источником влаги для горного оледенения. Количество осадков (влаги) уменьшается как в юго-восточном направлении, так и с уменьшением высоты над уровнем моря. Западный сектор характеризуется более влажными условиями с годовым количеством осадков, достигающим 3000 мм, в то время как восточный сектор является полусухим и получает всего 200 мм в год (Volodicheva, 2002).

Рельеф и климат благоприятны для существования ледников. Ландшафт в основном альпийский с разнообразными ледниковыми формами рельефа - цирками, котловинными долинами, карлингами и висячими долинами. Большинство цирков Центрального Кавказа занято ледниками, в то время как в районах Западного и Восточного Кавказа, расположенных ниже, ледники встречаются только в отдельных цирках с благоприятной ориентацией.

По данным Randolph Glacier Inventory (RGI) (RGI Consortium, 2017), в начале 21 века на Большом Кавказе насчитывалось 1638 ледников общей площадью 1276.9 км². На Северном Кавказе она составляет около 853,6 км² на 2000 год (Panov et al., 2008). По последним исследованиям (Khromova et al., 2020), в настоящее время число ледников составляет 2046 с общей площадью 1067 км². С 1980-х годов общая площадь ледников уменьшилась на 28%. Ледники Джанкуат и Гарабаши, расположенные в Приэльбрусье, являются объектами мониторинга баланса массы и входят в сеть WGMS (Zemp et al., 2021).

Долинные ледники составляют 64% площади оледенения Большого Кавказа, площадь самых крупных из них превышает 20 км² (например, ледник Безенги на 2014 год - 36 км², длина 17,6 км, Solomina et al., 2016). Высота фронта ледников и границы питания над уровнем моря постепенно увеличиваются по всему Кавказу с запада на восток в связи с увеличением континентальности (граница питания от 2520 м для ледника Фишт до 3970 м для ледника Уллучиран — Solomina et al., 2016).

Отступление ледников от максимальных позиций малого ледникового периода на Северном Кавказе началось с конца 1840-х гг, с небольшими периодами наступания в 1860-1880-х годах и наступания или стационарного состояния в 20-м веке (1910-е, 1920-е и 1970-е - 1980-е годы) (Solomina et al., 2016). В 2000-2019 гг. самые большие потери льда наблюдались на Восточном Кавказе, где высота ледников над уровнем моря меньше (Hugonnet et al., 2021; Tielidze et al., 2022).

На Кавказе степень покрытости ледников мореной меньше, чем в некоторых других ледниковых регионах, например, в Азии (Stokes et al., 2007; Shahgedanova et al., 2014). Полевые исследования показывают рост моренного покрова на некоторых ледниках (например, Джанкуат) с 2 до 13 % в период с 1968 по 2010 год (Поповнин и др., 2015). Отступление ледников, по-видимому, способствует расширению моренного покрова (Tielidze et al., 2020) и образованию ледниковых озер, что может повысить вероятность возникновения опасных явлений, связанных с ледниками, например селей (Stokes et al., 2007). При этом на Северном Кавказе ледниковых озер больше в силу большей пологости склонов (Панов, 1993).

Покрытые мореной ледники чаще встречаются на Северном Кавказе, чем на Южном (Lambrecht et al., 2011; Tielidze et al., 2017). На высотах ниже 2800 м над уровнем моря наблюдается увеличение толщины и площади моренного покрова (Lambrecht et al., 2011). Методы дистанционного зондирования показывают, что под мореной находилось до 19.4% площади ледников на Северном Кавказе в 2014 году и всего 9.2% на Южном (Tielidze et al., 2017).

Оледенение в бассейнах рек Терек и Кубань

В качестве объекта исследований были выбраны бассейны рек Терек (655 ледников, 638

км² общей площади оледенения) и Кубань (312 ледников, 180 км² общей площади оледенения) (RGI Consortium, 2017), в которых находится большая часть ледников северного склона Большого Кавказа (Рис. 2). На Северном Кавказе разделяют два вида оледенения – долинное, которое в основном сосредоточено на Главном Кавказском Хребте, и оледенение вулканической вершины на Эльбрусе. Долины основных притоков рек Терек (бассейн Каспийского моря) и Кубань (бассейн Азовского моря) имеют тектоно-эрозионное происхождение. Вследствие обширного древнего оледенения они имеют развитый U-образный профиль. Возникновение многочисленных боковых висячих долин предопределено тектоническим переуглублением, усугубленным экзарационной деятельностью древних ледников.

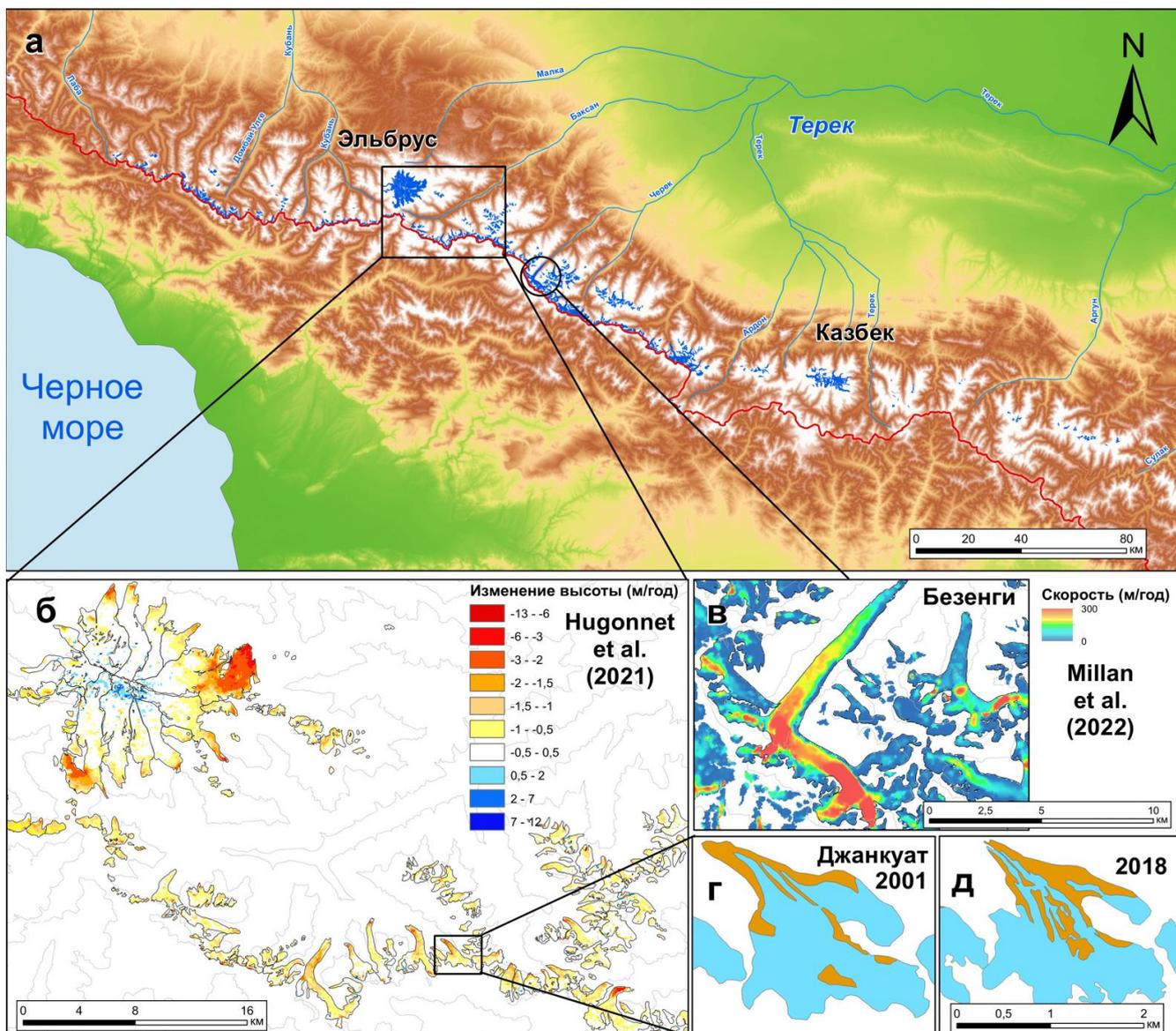


Рис. 2. Район исследования. (а) Ледники бассейнов рек Терек и Кубань (северный склон Кавказа) – отмечены синим цветом. (б) Изменение высоты поверхности ледников Приэльбрусья между 2000 и 2019 годами (Hugonnet et al., 2021). (в) Скорость течения поверхности льда в районе ледника Безенги (Millan et al., 2022). (г) Моренный покров ледника Джанкуат на дату инвентаризации RGI (очертания ледника из RGI Consortium (2017)). (д) Моренный покров ледника Джанкуат в 2018 году (очертания ледника из Khromova et al. (2020)).

Бассейны рек Терек и Кубань включают 967 ледников по данным RGI (RGI Consortium, 2017) и 1309 ледников по данным последней инвентаризации за 2018 год (Khromova et al., 2020). В целом, ледниковая масса бассейна Терека сосредоточена на бóльших высотах, чем в бассейне Кубани (Рис. 3). Кубанский бассейн характеризуется близостью к Черному морю, что создает более увлажненные условия для существования ледников.

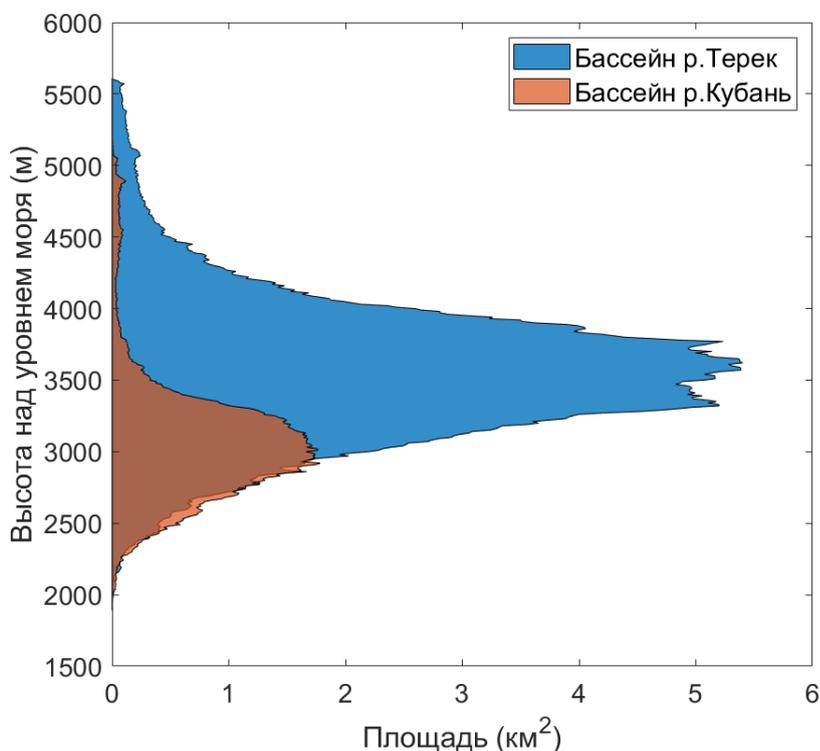


Рис. 3. Распределение площади оледенения по высотным поясам для бассейнов рек Терек и Кубань.

Оледенение Эльбруса – краткие сведения

Эльбрус – спящий вулкан высотой 5642 м (Рис. 4), общая площадь ледников на нем в 2017 году составила ~ 109 км², или $\sim 10\%$ от общей площади ледников Кавказа. Согласно прогнозам, при реализации климатических сценариев с наибольшим повышением температуры, к концу XXI века основная масса льда, оставшаяся на Северном Кавказе, будет сосредоточена на Эльбрусе (Postnikova et al., 2023).

Комплексная оценка параметров состояния ледникового комплекса Эльбруса была обобщена в (Kutuzov et al. 2019): оценки толщины льда и объема оледенения были получены с помощью радиолокационной съемки с вертолета и наземных гляциологических измерений, изменения высоты поверхности были рассчитаны по разности цифровых моделей рельефа высокого разрешения. Объем оледенения Эльбруса составлял в 2017 г. 5.03 ± 0.85 км³, 68% которого находится ниже 4000 м н.у.м. со средней толщиной снежно-ледовой толщи 44.6 ± 7.3 м. Площадь оледенения сократилась на 10.8% с 1997 по 2017 г.: с 125.76 ± 0.65 км² до 112.20

$\pm 0.58 \text{ км}^2$. Баланс массы ледников Эльбруса сокращался на $-0.55 \pm 0.04 \text{ м в.э./год}$ за рассматриваемый период, что в 3 раза быстрее, чем в 1957-1997 г. (Золотарев, Харьковец, 2012).

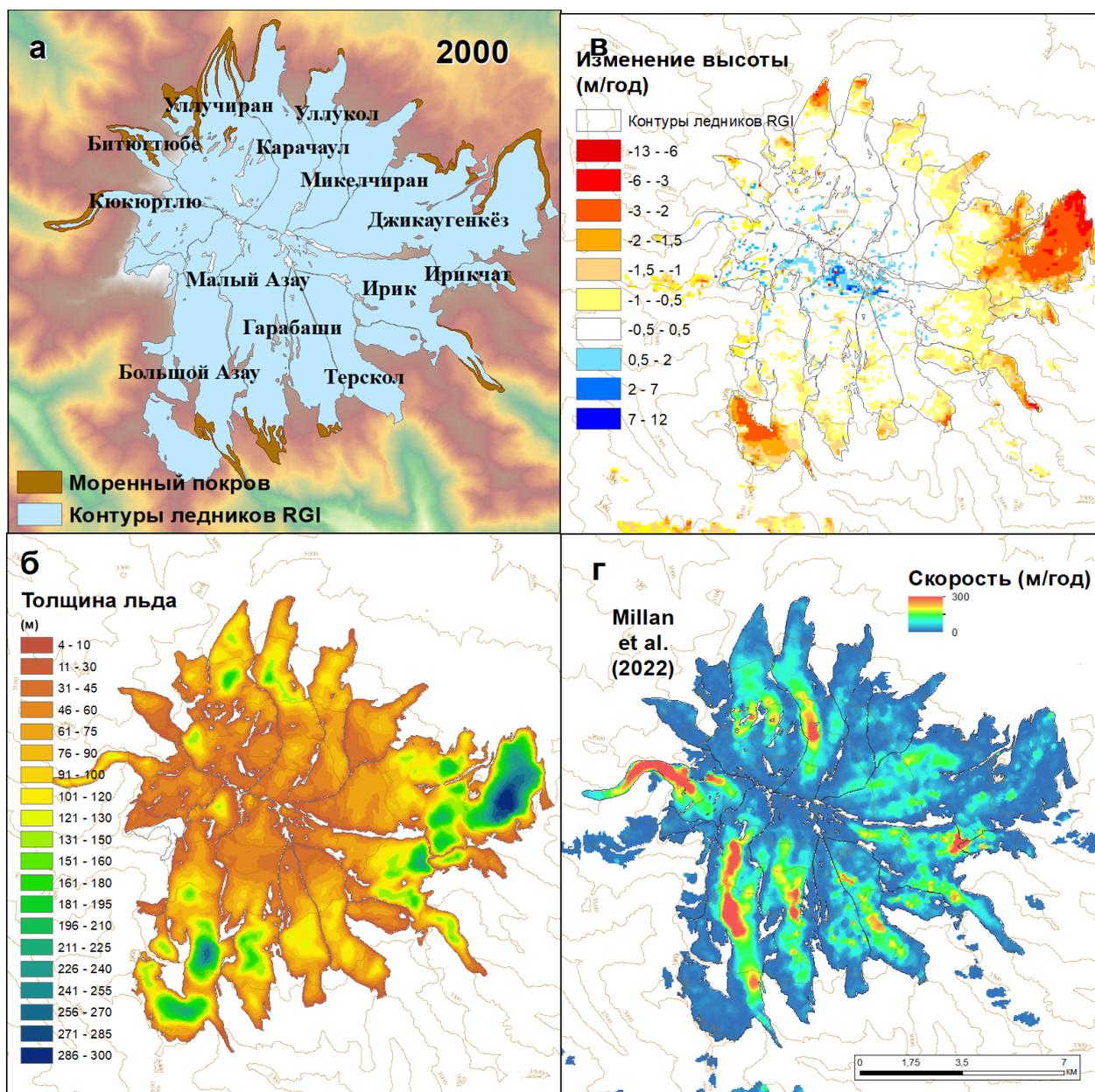


Рис. 4. Область исследования. (а) Границы ледников и моренного покрова на 2000 год. (б) Толщина ледников в соответствии с Huss, Farinotti et al. (2012, обновлено в 2019 г.). (в) Изменение высоты поверхности ледников с 2000 по 2019 гг. (г) Скорости ледников по Millan et al. (2022).

Ледники Эльбруса имеют разную экспозицию, оканчиваются в разных высотных зонах, то есть существуют в разных условиях. В результате они теряют массу с разной скоростью (Золотарев, 2009; Kutuzov et al., 2019). Так, на южном склоне убыль массы в среднем больше, чем на северном, самые большие потери массы наблюдаются на леднике Джикаугенкёз, а самые маленькие – на леднике Кюкюртлю, который выделяется среди прочих благодаря большой роли лавинного питания в аккумуляции.

Моренный покров характерен для некоторых ледников Эльбруса, в основном он сконцентрирован на ледниках Уллучиран, Джикаугенкез, Большой Азау, Кюкюртлю, Битюгтюбе (Рис. 4а). Доля покрытого мореной льда мала ($4,6 \pm 6,6$ % на 2014 г.), однако она увеличилась в 2.5 раза с 1986 года (Tielidze et al., 2020). При этом максимальный рост доли заморененного льда и максимальное уменьшение общей площади льда наблюдался на восточном склоне Эльбруса. Прогноз дальнейшей динамики моренного покрова важен по нескольким причинам: во-первых, слой морены толщиной более 5-7 см на леднике задерживает его таяние (Поповнин и др., 2015); во-вторых, под моренным покровом возможно сохранение областей мертвого льда, оставшегося после отступления ледника и могущих служить подпрудой для новых гляциальных озер (Benn et al., 2012; Shugar et al., 2020 Rounce et al., 2021).

Рецессия ледников Эльбруса приводит к разносторонним последствиям для опасных явлений, связанных с ледниками. С одной стороны, увеличивается площадь ледниковых озер и угроза прорывных наводнений на ледниковых озерах. С другой стороны, исчезновение ледников может привести к снижению потенциала возникновения лахаров. В то время как спрогнозировать вулканическую деятельность Эльбруса, прогноз образования новых озер возможен, посредством моделирования динамики ледников.

В Приэльбрусье быстрое отступление ледников сопровождается образованием большого объема мертвых и погребенных льдов, что зачастую является источником селей вследствие прорыва заполненных водой термокарстовых каверн (Золотарев и др., 1982; Черноморец и др., 2005; Золотарев и др., 2012) или подпруженных мореной с погребенным под ней стагнирующим льдом прогляциальных озер (Черноморец и др., 2007; Докукин, Хаткутов, 2016)). На Эльбрусе наиболее опасным с точки зрения селей гляциально-ливневого генезиса считается северо-восточный склон. Ледники на этом склоне относятся к бассейну реки Малка. Так, на месте отступившего ледника Бирджалы-Чиран (часть ледника Джикаугенкез согласно инвентаризации RGI) были образованы озера, большая часть которых расположена поверх мертвого льда и подпружена им (Petraikov et al., 2007). В 2006 г. в результате наводнения, вызванного прорывом самого большого из таких озер, была повреждена инфраструктура курорта Джилысу на реке Малка (Петраков и др., 2007).

ГЛАВА 2. ГЛОБАЛЬНЫЕ ГЛЯЦИОЛОГИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ¹

Изменения в гляциосфере сделали актуальной разработку эффективных инструментов прогнозирования реакции ледников на изменение климата, таких, которые бы дали возможность строить региональные и глобальные гляциологические проекции. Таким инструментом стали так называемые глобальные гляциологические модели (ГГМ) (список используемых в статье сокращений приведен в табл. 1). Исторически сложилось так, что усилия были сосредоточены на моделировании отдельных ледников, что во многом объяснялось недостатком исходных данных наблюдений. Одновременно происходило постепенное усложнение самих математических моделей. Последнее, естественно, приводило к росту вычислительных затрат. Ограниченность доступных данных наблюдений и сложность моделей препятствовали масштабным (в пространственном смысле) прогностическим исследованиям изменения геометрии ледников. Практическая потребность в одновременном широком пространственном охвате при максимально возможном при этом сохранении качества гляциологических прогнозов привело, фактически, к смене парадигмы модельных исследований. Одновременно с эволюцией условно традиционных моделей появился новый класс глобальных гляциологических моделей. Этот в каком-то смысле революционный шаг стал возможным вследствие накопления достаточного количества доступных данных, получаемых, прежде всего, дистанционными методами, и появлению эффективных и, в то же время, относительно простых расчетных методов. Речь идет об автоматизации оконтуривания ледников (Pfeffer et al., 2014), идентификации осевых линий ледников (Kienholz et al., 2014) и топографии ложа (Huss, Farinotti, 2012) и появлению наборов глобальных топографических данных (Farr et al., 2007). Благодаря этим разработкам и существенным упрощениям в описании динамики ледников, применение ГГМ позволяет описывать эволюцию ледников на региональном и глобальном уровне. Их появление открыло, по сути дела, новую страницу в прогнозировании состояния оледенения и, что немаловажно с практической точки зрения, ледникового стока (Huss, Hock, 2015).

¹ При подготовке данного раздела диссертации использованы следующие публикации, выполненные автором лично или в соавторстве, в которых, согласно Положению о присуждении ученых степеней в МГУ, отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

Постникова Т.Н., Рыбак О.О. Глобальные гляциологические модели: новый этап в развитии методов прогнозирования эволюции ледников. Часть 1. Общий подход и архитектура моделей // Лёд и Снег. 2021. Т. 62. № 2. С. 620-636. <https://doi.org/10.31857/S2076673421040111>. Личный вклад автора 80%.

Постникова Т.Н., Рыбак О.О. Глобальные гляциологические модели: новый этап в развитии методов прогнозирования эволюции ледников. Часть 2. Постановка экспериментов и практические приложения // Лёд и Снег. 2022. Т. 62. № 2. С. 287-304. <https://doi.org/10.31857/S2076673422020133>. Личный вклад автора 80%.

Таблица 1. Расшифровка аббревиатур в главе 2.

ГГМ	глобальная гляциологическая модель
PDD	positive degree-day - дни с положительной температурой воздуха
PDDF	positive degree-day factor - коэффициент в схеме градусо-дней PDD
ОДМ	ограниченная динамическая модель
ПМ	параметризирующая модель
ЦМР	цифровая модель рельефа
SMB	поверхностный баланс массы

Для более точной оценки будущего вклада ледников в подъем глобального уровня моря (Dyurgerov, Meyer, 2006) и количественной оценки неопределенностей в рамках проекта по взаимному сравнению глобальных гляциологических моделей (GlacierMIP) была поставлена цель разработать серию скоординированных экспериментов. Первые две фазы GlacierMIP были сосредоточены на эволюции ледников на протяжении 21 века (Hock et al., 2019; Marzeion et al., 2020). На третьем этапе GlacierMIPIII планируется новый набор экспериментов для исследования эволюции ледников и времени достижения ими стационарного состояния в стабильных климатических условиях (Zekollari et al., 2021).

В данной главе подробно разбираются общие принципы, на которых строятся ГГМ, описываются и критически оцениваются методы и подходы к прогнозированию параметров оледенения, рассматриваются вопросы постановки прогностических экспериментов, методы калибровки и валидации моделей, а также наиболее значимые результаты их применения.

2.1. Общие принципы. Назначение и преимущества глобальных моделей²

В большинстве глобальных гляциологических моделей каждый ледник рассматривается по отдельности, на основании данных инвентаризации RGI (RGI Consortium, 2017). При наличии контуров ледника, топографических и климатических данных с разумным разрешением и точностью такая модель должна быть способна (i) оценивать общий объем ледника и вычислять топографию ложа, (ii) рассчитывать осредненный за некоторый промежуток времени баланс массы на поверхности ледника и на его фронте, если происходит фронтальная абляция, (iii) моделировать динамическую эволюцию ледника при различном климатическом форсинге и (iv) давать оценку неопределенностей. Для каждого из этих шагов возможно несколько вариантов использования входных данных, числовых методов или

² При подготовке данного раздела диссертации использованы следующие публикации, выполненные автором лично или в соавторстве, в которых, согласно Положению о присуждении ученых степеней в МГУ, отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

Постникова Т.Н., Рыбак О.О. Глобальные гляциологические модели: новый этап в развитии методов прогнозирования эволюции ледников. Часть 1. Общий подход и архитектура моделей // Лёд и Снег. 2021. Т. 62. № 2. С. 620-636. <https://doi.org/10.31857/S2076673421040111>. Личный вклад автора 80%.

применяемых параметризаций. Любой выбор обусловлен субъективными соображениями о доступности данных, предполагаемой точностью граничных условий (таких как топография) и техническими соображениями (доступные вычислительные ресурсы). В этой работе мы представляем способы реализации этих шагов с помощью разных ГГМ.

Однако общий принцип любой глобальной гляциологической модели на настоящий момент — это сведение сложных трехмерных моделей к фактически одномерным. Это обусловлено тем обстоятельством, что большинство (по объему) горных ледников — это горно-долинные ледники, эволюцию которых можно упрощенно рассматривать вдоль их осевых линий. Исключение составляют ледниковые купола (например, Austfonna на Шпицбергене, Vatnajökull в Исландии) и сложные ледниковые комплексы (например, ледники Эльбруса на Кавказе).

Очевидное преимущество ГГМ состоит в том, что они позволяют оценить изменение объема оледенения горных стран, бассейнов рек или горного оледенения всего мира. Их появление сделало возможным делать оценки изменения стока рек, которые могут питаться многими ледниками сразу, а также ставить численные эксперименты, связанные с чувствительностью ледников к климату и закономерностями времени реакции ледников.

2.2. Архитектура глобальных гляциологических моделей³

Блочная структура ГГМ показана на рис. 5. Условно блоки модели можно объединить в два модуля. Первая группа блоков (*модуль 1* — «Инициализация») предназначена для формирования стационарной геометрии ледника, соответствующей заданным значениям поверхностного баланса массы. Полученные в результате расчетов равновесные конфигурации используются на этапе прогнозирования (*модуль 2* — «Прогностические расчеты»). Моделирование реакции геометрических характеристик ледника на современные и прогнозируемые климатические условия требует совмещения двух блоков: *масс-балансового*, в котором изменения метеорологических условий трансформируются в изменения удельного баланса массы для каждого высотного пояса ледника, и *динамического* (Oerlemans et al., 1998), который предназначен для расчета вертикального перераспределения массы и обновления геометрии ледника. В модуле 1 современные климатические условия преобразуются в современный («исторический») баланс массы, в модуле 2, соответственно, климатические прогнозы преобразуются в прогнозы баланса массы. Результат работы масс-балансового блока служит форсингом для динамического блока, который обеспечивает изменение геометрии

³ При подготовке данного раздела диссертации использованы следующие публикации, выполненные автором лично или в соавторстве, в которых, согласно Положению о присуждении ученых степеней в МГУ, отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

Постникова Т.Н., Рыбак О.О. Глобальные гляциологические модели: новый этап в развитии методов прогнозирования эволюции ледников. Часть 1. Общий подход и архитектура моделей // Лёд и Снег. 2021. Т. 62. № 2. С. 620-636. <https://doi.org/10.31857/S2076673421040111>. Личный вклад автора 80%.

ледника с течением времени. В модуле 1 измеренные длина и толщина ледников используются для подбора параметров модели, с тем, чтобы расчетные характеристики в стационарном состоянии не отклонялись от наблюдаемых более чем на заданную малую величину.

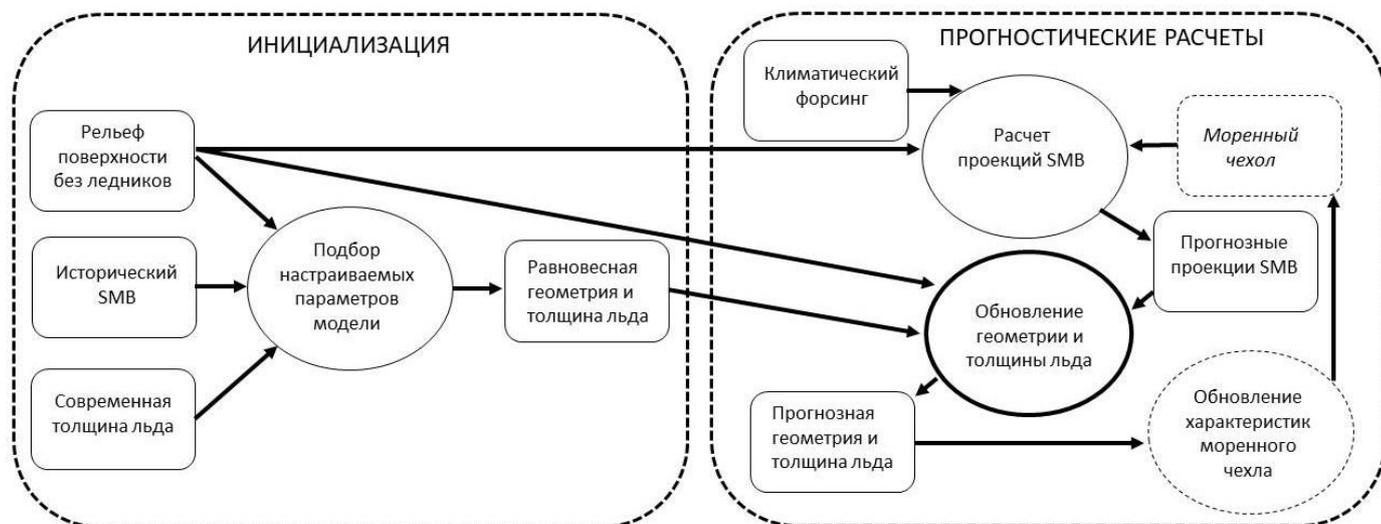


Рис. 5. Блок-схема, иллюстрирующая архитектуру глобальных гляциологических моделей. Внутренние квадратные блоки означают входные данные, нужные для расчетных блоков, обозначенных кругами. Внутренние блоки, обозначенные пунктиром, — это блоки, недавно появившиеся в некоторых глобальных моделях.

Рассмотрим отдельные элементы архитектуры глобальных гляциологических моделей на примере моделей последних нескольких лет (OGGM, GloGEM, GloGEMflow, PyGEM, JULES, HYOGA2 — их подробная характеристика дана в разделе 2.7). Большая часть существующих глобальных гляциологических моделей перечислены в табл. 2 с краткой характеристикой масс-балансового и динамического блоков.

1. **Масс-балансовый блок.** Для расчета баланса массы ледника используются методы, различающиеся, главным образом, деталями параметризации ключевых процессов:

a. *индексно-температурный метод* (Braithwaite, 1995; Schreider et al., 1997; Hock, 2003): расчет баланса массы на основе эмпирических соотношений между температурой воздуха и скоростью таяния (Anderson, MacKintosh, 2012; Marzeion et al., 2012; Radić et al., 2014; Huss, Hock, 2015; Maussion et al., 2019; Zekollari et al., 2019; Rounce et al., 2020a);

b. *статистический метод и метод машинного обучения*: для прогноза используются статистические взаимосвязи, установленных между рядами баланса массы и рядами предикторов — топографических и климатических (Steiner et al., 2005; Поповнин и др., 2021);

c. *энергобалансовый метод*: учитывает потоки энергии между ледником и атмосферой (Oerlemans, 1992; Gerbaux et al., 2005; Nemes et al., 2009);

d. *комбинированные методы* сочетают в разной степени три вышперечисленных метода (например, расширенная индексно-температурная модель, включающая

коротковолновую радиационную составляющую (Hock, 1999; Hock, 2003; Pellicciotti et al., 2005; Carenzo et al., 2009) или упрощенная энергобалансовая модель с параметризованными длинноволновыми и турбулентными потоками энергии (Oerlemans, 2001).

2. **Динамический блок:**

а. *параметризующие модели* (ПМ). Последние не разрешают явным образом какие-либо физические процессы, но неявно принимают их во внимание, используя параметризации, основанные на статистических и/или эмпирических соотношениях, для изменения геометрии ледника. ПМ варьируют от очень простых (Carlson et al., 2014) до более сложных статистических моделей, таких как модель границы питания (Braithwaite, Raper, 2009; Raper, Braithwaite, 2009; Zemp et al., 2006), параметризация отступления ледника, специфичная для ледников определенного размера (Huss, Hock, 2015) или масштабирование длины и площади ледников (Marzeion et al., 2012; Radić et al., 2014).

б. *модели, частично включающие динамические процессы* — ограниченные динамические модели (ОДМ), такие как GloGEMflow (Zekollari et al., 2019) и OGGM (Maussion et al., 2019). В них аппроксимируется ряд физических процессов, управляющих течением льда, используется приближение тонкого льда (Hutter, 1983) и рассчитывается толщина льда на основе решения уравнения неразрывности вдоль осевой линии (Григорян и др., 1977).

с. модели, не включающие динамический блок (Shannon et al., 2019).

Таблица 2. Список глобальных гляциологических моделей с указанием их схемы масс-балансового и динамического блоков.

ГГМ	Авторы	Год	Эволюция геометрии	Баланс массы
WAL2001	van de Wal, Wild	2001	Масштабирование объема и площади	Чувствительность к летней и зимней температуре
REMO_{glacier}	Kotlarski et al.	2010	Масштабирование объема и площади	Энергобалансовый метод
SLA2012	Slangen et al.	2012	Масштабирование объема и площади	Чувствительность к температуре и осадкам
MAR2012	Marzeion et al.	2012	Масштабирование объема, площади, длины и времени релаксации	Чувствительность к температуре
AND2012	Anderson, Mackintosh	2012	Аппроксимация тонкого льда 1D	Температурно-индексная модель
GIE2013	Giesen, Oerlemans	2013	Масштабирование объема, площади, коррекция площади для каждого высотного пояса	Простая энергобалансовая схема
HYOGA2	Hirabayashi et al.	2013	Масштабирование объема и длины, коррекция площади на нижнем высотном поясе	Температурно-индексная модель

RAD2014	Radić et al.	2014	Масштабирование объема и длины, коррекция площади на нижнем высотном поясе	Температурно-индексная модель
GloGEM	Huss, Hock	2015	Δh -параметризация, коррекция площади и толщины для каждого высотного пояса с сохранением массы	Температурно-индексная модель
GLIMB	Sakai, Fujita	2017	Масштабирование объема и площади	Энергобалансовая модель
KRA2017	Kraaijenbrink et al.	2017	Масштабирование объема и площади	Градиент баланса массы, учет моренного чехла
GloGEMflow	Zekollari et al.	2019	Аппроксимация тонкого льда 1D	Температурно-индексная модель
OGGM	Maussion et al.	2019	Аппроксимация тонкого льда 1D	Чувствительность к температуре
JULES	Shannon et al.	2019	Изменение толщины	Энергобалансовая модель
PyGEM	Rounce et al.	2020	Δh -параметризация, коррекция площади и толщины для каждого высотного пояса с сохранением массы	Температурно-индексная модель, байесовская инверсия
BOL2020	Bolibar et al.	2020	Δh -параметризация, коррекция площади и толщины для каждого высотного пояса с сохранением массы	Симуляция с помощью машинного обучения
PyGEM+OGGM	Rounce et al.	2023	Аппроксимация тонкого льда 1D	Температурно-индексная модель, байесовская инверсия

В рамках приближения тонкого льда скорость течения льда зависит только от напряжения сдвига параллельно плоскости ложа, что при малом пространственном разрешении является сильным допущением, позволяющим, однако, значительно сократить время вычислений. Принципиальная разница заключается в том, что в OGGM вычисления ведутся вдоль осевых линий ледников, к которым приводятся все необходимые характеристики, а в GloGEMflow рассматриваются характеристики, осредненные по высотным поясам (после выпуска версии 1.4 в 2021 году в OGGM появилась опция расчета осевых линий относительно высотных поясов (<https://docs.oggm.org/en/stable/whats-new.html>)). Для простых долинных ледников различия в подходах не имеют большого значения, в отличие от ледников с дендритовой структурой и набором разветвляющихся осевых линий. Однако в первоначальной версии OGGM это вызывало определенные трудности при “сращивании” ветвей ледника (этот эффект можно видеть, например, при применении модели OGGM к леднику Джанкуат, имеющему четыре осевые линии (Рыбак, 2019)) и увеличивало время

расчетов. Неопределенности при таком подходе также остаются большими (Marzeion et al., 2020). Кроме того, сама процедура определения положений осевых линий, описанная в работе Kienholz et al. (2014), зависит от выбора ряда геометрических параметров. Появление в OGGM возможности выбора расчетов вдоль осевых линий или относительно высотных поясов, как в GloGEMflow, позволяет применять тот или иной подход в зависимости от типа эксперимента или типа ледников. Например, для проведения крупномасштабных экспериментов, когда важна устойчивость к ошибкам во входных данных, а точное воспроизведение геометрии ледника не нужно, лучше применять метод расчета относительно высотных поясов. Метод расчета вдоль системы осевых линий более чувствителен к ошибкам в цифровой модели рельефа и очертаниям ледника, поэтому может быть плохо применим к ледниковым куполам, которые распространены в высоких широтах (Maussion et al., 2019).

Практическое применение вышеперечисленных методов зависит от особенностей исходных данных, используемых в расчетах. Их пространственное и временное разрешение определяет качество результатов и ошибки вычислений (Réveillet et al., 2018). ПМ, а также эмпирические и статистические модели баланса массы требуют эталонного или обучающего набора данных для калибровки взаимосвязей, которые затем можно использовать для прогнозов, в предположении, что взаимосвязи остаются постоянными во времени, что, вообще говоря, является неочевидным допущением. Например, при использовании индексно-температурной модели баланса массы требуется откалибровать параметры линейной взаимосвязи температуры и таяния. Если при этом рассматриваемый ледник покрыт мореной, ее наличие и конфигурация неявно повлияет на параметры масс-балансового блока. Полученные в результате калибровки параметры будут использованы для прогнозов без изменений в то время, как конфигурация моренного покрова будет изменяться по мере эволюции ледника.

ОДМ и энергобалансовые модели имеют преимущество в симуляции физических процессов, но им требуются большие наборы данных с более высоким пространственным и временным разрешением с соответственно более высокими вычислительными затратами (Réveillet et al., 2018).

2.3. Исходные данные: геометрия горных ледников⁴

В качестве входных данных для глобальных гляциологических моделей в большинстве

⁴ При подготовке данного раздела диссертации использованы следующие публикации, выполненные автором лично или в соавторстве, в которых, согласно Положению о присуждении ученых степеней в МГУ, отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

Постникова Т.Н., Рыбак О.О. Глобальные гляциологические модели: новый этап в развитии методов прогнозирования эволюции ледников. Часть 1. Общий подход и архитектура моделей // Лёд и Снег. 2021. Т. 62. № 2. С. 620-636. <https://doi.org/10.31857/S2076673421040111>. Личный вклад автора 80%.

случаев используется база данных Randolph Glacier Inventory (RGI) (Pfeffer et al., 2014; RGI Consortium, 2017). В RGI содержатся данные о границах ледников на дату инвентаризации. RGI является частью базы данных по глобальным измерениям земного льда из космоса (GLIMS, <https://www.glims.org/glimsblurb.html>). Часть этих данных получена дистанционными методами, однако толщина льда – величина расчетная.

Прямыми измерениями толщины льда охвачена ничтожная доля ледников мира. Например, база данных толщины ледников GlaThiDa, объединяющая измерения толщины ледников за пределами двух ледниковых щитов, на настоящий момент включает порядка тысячи из более чем двухсот тысяч ледников мира (GlaThiDa Consortium, 2019). Поэтому для получения входных данных о толщине ледников в глобальном масштабе необходим физический или статистический подход (Войтковский и др., 2000). Обзор методов для косвенного определения толщины льда приведен в статье Farinotti et al. (2017), практическое применение к ледникам Тянь-Шаня — в работе Van Tricht et al. (2021). Один из самых распространенных подходов основан на законе сохранения массы (Farinotti et al., 2009; Huss, Farinotti, 2012). Он же встроен в модель OGGM для расчета толщины каждого ледника RGI вдоль осевых линий (рис. 6б).

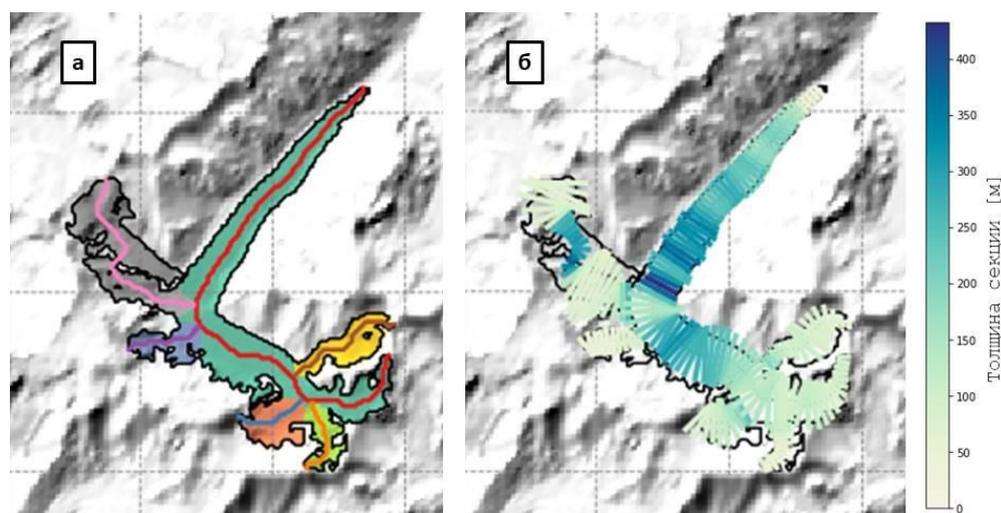


Рис. 6. Ледник Безенги, представленный в модели OGGM. (а) Система осевых линий, вдоль которых рассматривается ледник. Ледник разделен на ледосборы, которые отмечены разными цветами. (б) В среднем реалистичная (Kutuzov et al., 2015) толщина ледника, рассчитанная с помощью метода инверсии (Frey et al., 2014), встроеного в OGGM, для каждой секции сетки вдоль осевой линии.

Остановимся на методе подробнее. Толщина льда в этом случае рассчитывается с помощью модели расхода льда вдоль осевой линии. Расход льда q ($\text{м}^3/\text{с}$) через поперечное сечение ледника с площадью S (м^2) равен

$$q = \bar{u}S,$$

где \bar{u} — средняя скорость течения льда ($\text{м}/\text{с}$). Используя оценки \bar{u} и q , найденные из физики течения льда и поля баланса массы, можно вычислить площадь поперечного сечения S и,

соответственно, локальную толщину льда H (м), полагаясь на определенные допущения о геометрии ложа.

При моделировании ледника вдоль осевой линии (Oerlemans et al., 1998) интегрированная по толщине скорость льда вычисляется из аппроксимации тонкого льда (Hutter, 1983):

$$\bar{u} = \frac{2A}{n+2} H \tau^n,$$

где A – параметр ползучести ($\text{с}^{-1}\text{Па}^{-1}$), n — экспонента закона Глена ($n = 3$), τ — базальное напряжение сдвига:

$$\tau = \rho g H \alpha,$$

где ρ — плотность льда (900 кг/м^3), g — ускорение свободного падения ($9,81 \text{ м/с}^2$), α — угол наклона ледника, вычисленный вдоль осевой линии. Скорость скольжения по ложу u_s может быть добавлена к скорости деформации, но это не всегда необходимо (Zekollari et al., 2013).

Чтобы выполнялся закон сохранения массы, поверхностный баланс массы m должен уравниваться дивергенцией потока льда ∇q и изменением высоты поверхности $\partial H/\partial t$. Согласно Farinotti et al. (2009), m и $\partial H/\partial t$ объединены в новую переменную, «кажущийся баланс массы», определяемый как $\tilde{m} = m - \rho \frac{\partial H}{\partial t}$. Если ледник находится в равновесном состоянии (то есть $\frac{\partial H}{\partial t} = 0$), «кажущийся» баланс массы равен истинному балансу массы. Для того, чтобы описать переходное (то есть неравновесное) состояние ледника, Farinotti et al. (2009) и Huss, Farinotti (2012) описывают профиль «кажущегося» баланса массы в виде параметризованного линейного градиента $d\tilde{m}/dz_{abl}$ и $d\tilde{m}/dz_{acc}$ для областей абляции и аккумуляции. Причем граница питания определяется так, чтобы выполнялся закон сохранения массы $\int_{\Pi} \tilde{m} d\Pi = 0$, где Π — площадь ледника. Параметризация зависит как от континентальности климата (для морского климата градиент $d\tilde{m}/dz$ больше), так и от размера ледника: градиент $d\tilde{m}/dz$ уменьшается линейно с площадью ледника, для ледников, размер которых меньше критической площади 25 км^2 . Это уменьшение $d\tilde{m}/dz$ необходимо для учета комбинации m и $\partial H/\partial t$ в распределении кажущегося баланса массы \tilde{m} малых ледников. Например, снежник без динамики течения будет реагировать на потепление климата только понижением поверхности $\partial H/\partial t$. Тогда $m \cong \rho \partial H/\partial t$, а \tilde{m} (и, следовательно, $d\tilde{m}/dz$) равно нулю. С другой стороны, большие ледники отреагируют изменением течения, но относительно малым изменением высоты на большей части своего высотного диапазона (Jóhannesson et al., 1989). Следовательно, m приблизительно соответствует \tilde{m} , а $d\tilde{m}/dz$ близко к градиентам баланса массы, наблюдаемым в полевых условиях (Hoelzle et al., 2003).

Объемный расход льда q_i для каждого высотного пояса i вычисляется путем интегрирования \tilde{m} вдоль ледника, тогда толщину льда для пояса i можно выразить формулой:

$$H_i = \sqrt[n+2]{\frac{(1-f_{sl})q_i}{2A} \cdot \frac{n+2}{(F_{s,i}\rho g \sin \alpha_i)^n}},$$

где $F_{s,i}$ — коэффициент, зависящий от формы долины, f_{sl} — фактор, связанный со скольжением ледника по ложу (Huss, Farinotti, 2012).

Можно выделить три основных источника неопределенностей при оценке толщины льда с помощью инверсии: во-первых, параметризации и допущения, используемые в этих моделях (например, параметр ползучести и приближение тонкого льда), во-вторых, входные данные (цифровая модель рельефа) и в-третьих, некорректная природа задачи (Bahr et al., 2014). Дело в том, что при инверсии толщины/объема ледника граничные условия на поверхности переопределены, а у ложа недоопределены, что является хорошо известной причиной появления неустойчивых решений (Courant, Hilbert, 1966), и усовершенствование моделей инверсии толщины льда или создание новых эту проблему не решит (Bahr et al., 2014). Известно, что задача является некорректной, если (1) решение не единственно, (2) решение неустойчиво (не является непрерывно зависимым от граничных данных) или (3) если решение не существует (Zhdanov, 2002). Интуитивно понятно, что два ледника с одинаковой поверхностной топографией могут иметь разную форму ложа, так как течение льда «усредняет» неровности ложа, таким образом решение не может быть единственным. Тем не менее, существуют методы регуляризации инверсий, при которых делаются допущения, ограничивающие решение, и задача становится корректной (Zhdanov, 2002). Во-вторых, случайные ошибки для разных ледников будут разными, и по закону больших чисел при суммировании смоделированных объемов многих ледников можно получить хорошую оценку общего объема льда. Таким образом, хотя оценка, полученная из некорректно поставленной задачи, для отдельного ледника может давать большую ошибку, средние или суммарные значения для объема большого количества ледников, например горного оледенения региона в целом, можно считать удовлетворительными (Bahr et al., 2014). Ошибка, возникающая из-за неустойчивости решения, растет экспоненциально с размером ледника, и может превзойти все остальные источники неопределенности, поэтому важно ее учитывать, особенно когда результаты используются для задач, которые могут быть чувствительны к мелкомасштабной топографии (Bahr et al., 2014).

Проект ITMIX (Ice Thickness Models Intercomparison eXperiment) показал, что отдельные модели могут давать большую ошибку (Farinotti et al., 2017). Вследствие этого была создана модель Farinotti et al. (2019), объединяющая результаты расчетов пяти разных моделей (Huss,

Farinotti, 2012; Maussion et al., 2019; Frey et al., 2014; Fürst et al., 2017; Ramsankaran et al., 2018). Из них лишь модель (Huss, Farinotti, 2012) охватывала все ледники мира из RGI v.2.0 до проведения этого эксперимента. Результаты расчетов на пяти моделях сравнивались с измеренной толщиной ледников, и при помощи кросс-валидации каждой из них приписывался вес, учитывающийся при расчете финальной толщины ледников RGI.

В работе Farinotti et al. (2019) с помощью модели GloGEM (Huss, Hock, 2015) было показано, что оценка современного объема льда сильно влияет на прогнозы изменения оледенения и стока. Так, ледники Высокогорной Азии при начальном объеме льда по оценкам Huss, Farinotti (2012) сокращаются в объеме вдвое к концу 2070-х годов, а при меньшем начальном объеме льда по оценкам Farinotti et al. (2019) – к концу 2060-х.

Для привязки данных о толщине ледников к окружающему рельефу используется та или иная его цифровая модель (ЦМР). Так, для оценки объема ледников в глобальном масштабе в области между 60° с.ш. и 60° ю.ш. в Jarvis et al. (2008) используется ЦМР версии 4 Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) с пространственным разрешением около 90 м (Fujita et al., 2008). К югу от 60° используется Advanced Space-borne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) Global DEM версии 2 (разрешение около 30 м) (<https://asterweb.jpl.nasa.gov/gdem.asp>) или более точные данные Radarsat Antarctic Mapping Project (RAMP) (разрешение 25 м) (Liu et al., 2015). К северу от 60° используется ASTER DEM, Arctic DEM (Morin et al., 2016) или DEM3 (de Ferranti, 2014). Неопределенность высот в обеих ЦМР оценивается в 10–20 м для горных районов (Fujita et al., 2008).

2.4. Масс-балансовый блок⁵

Как было упомянуто выше, модели баланса массы делятся на две категории: модели энергетического баланса, в которых таяние определяется количественно, как остаток в уравнении теплового баланса, и индексно-температурные модели, предполагающие эмпирическую связь между температурой воздуха и скоростью таяния (Hock, 2003).

В глобальных гляциологических моделях, как правило, абляция рассчитывается с использованием индексно-температурных моделей (Hock et al., 2019; Marzeion et al., 2012; Radić et al., 2014, Huss, Hock, 2015; Maussion et al., 2019; Zekollari et al., 2019; Rounce et al., 2020a, Raper, Braithwaite, 2009; Hirabayashi et al., 2013; Radić et al., 2011), в которых таяние рассчитывается исходя из суммы дней с положительной температурой воздуха (PDD —

⁵ При подготовке данного раздела диссертации использованы следующие публикации, выполненные автором лично или в соавторстве, в которых, согласно Положению о присуждении ученых степеней в МГУ, отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

Постникова Т.Н., Рыбак О.О. Глобальные гляциологические модели: новый этап в развитии методов прогнозирования эволюции ледников. Часть 1. Общий подход и архитектура моделей // Лёд и Снег. 2021. Т. 62. № 2. С. 620-636. <https://doi.org/10.31857/S2076673421040111>. Личный вклад автора 80%.

positive degree-day), главным образом из-за их простоты. Энергия, доступная для таяния в течение некоторого периода времени, приближается суммой PDD, умноженной на константу (Radić, Hock, 2011). Этот коэффициент (positive degree-day factor — PDDF), вообще говоря, варьирует от ледника к леднику, поскольку должен неявно учитывать все факторы, которые вызывают изменения в тепловом балансе (особенно альбедо и облачность). Поэтому в глобальных гляциологических моделях коэффициент PDDF калибруется в соответствии с имеющимися данными баланса массы ледников (Radić et al., 2014; Huss, Hock, 2015; Rounce et al., 2020a). Методы калибровки масс-балансового блока подробно рассмотрены в разделе 2.8.3 данной работы. Для снега и льда используются разные коэффициенты PDDF, которые должны учитывать разницу в альбедо. Часто предполагается, что PDDF для снега, льда и фирна связаны друг с другом, чтобы уменьшить количество параметров модели (Rounce et al., 2020a). Например, в PyGEM (Rounce et al., 2020a) для ледников высокогорной Азии отношение PDDF для снега к PDDF для льда принимается за 0,7, а в GloGEMflow для Альп — 0,5 (Zekollari et al., 2019). PDDF для фирна часто принимается как среднее значение коэффициентов для снега и льда (Huss, Hock, 2015; Rounce et al., 2020a).

Расчет энергии, доступной для таяния, с помощью метода энергетического баланса физически более обоснован. При расчете баланса массы с использованием энергобалансовой модели не завышается чувствительность к изменению температуры, учитывается влияние изменения скорости ветра, облачности, радиации на таяние. С этой точки зрения энергобалансовые модели более объективны, особенно если это касается прогностических расчетов. Однако именно из-за большей сложности и в связи с тем, что энергобалансовые модели требуют больше исходных данных, они до настоящего времени редко применялись в ГГМ.

На GloGEM было выполнено интересное сравнение индексно-температурного и упрощенного энергобалансового методов. В одном из экспериментов в масс-балансовом блоке модели была использована простая схема расчета энергетического баланса (Huss, Hock, 2015), в которой турбулентные потоки тепла и длинноволновая радиация были заменены параметрами, откалиброванными, как и в экспериментах с использованием индексно-температурной схемы (калибровка модели GloGEM описана во второй части обзора). В результате расчетные потери льда получались значительно меньше, чем в аналогичных экспериментах с индексно-температурной схемой, но среднеквадратичное отклонение от наблюдаемых балансов массы оказалось больше. Таким образом, упрощенная энергобалансовая модель не показала лучших результатов, чем простая индексно-температурная модель при валидации на рядах наблюдаемого баланса массы. Возможно, причина состоит в том, что потоки энергии, отличные от баланса коротковолновой радиации,

объединены в этой модели в простую линейную температурную зависимость и не представлены должным образом (Huss, Hock, 2015).

2.4.1. Влияние поверхностной морены на баланс массы⁶

Общий недостаток практически всех ГГМ заключается в том, что в них игнорируется явное описание влияния поверхностной морены на теплообмен замороженных поверхностей ледников с атмосферой. Моренный чехол играет важную роль в регулировании процессов таяния ледников. Тонкий слой морены либо разрозненные мелкие частицы на леднике ускоряют таяние, потому что имеют более низкое альбедо, чем чистый лед, и поглощают больше коротковолновой радиации (Ohmura, 2001; Östrem, 1959; Benn, Lehmkuhl, 2000). Слой морены толщиной более нескольких сантиметров («критическая толщина») подавляет таяние вплоть до полного прекращения, поскольку изолирует лежащий под ним лед (Östrem, 1959; Vozhinsky et al., 1986). Таким образом моренный покров достаточной мощности смягчает воздействие изменения климата, поскольку более низкие скорости таяния замедляют отступление ледников и потерю массы при повышении температуры. KRA2017 — это первая и до настоящего времени единственная ГГМ, в которой этот эффект учтен (Kraaijenbrink et al., 2017). Для этой модели толщина моренного чехла ледников Высокогорной Азии была определена с помощью упрощенного метода инверсии температуры поверхности, получаемой из тепловых инфракрасных снимков Landsat 8. После этого была составлена карта уменьшения таяния с использованием относительной зависимости между толщиной морены и абляцией. Напротив, для пикселей, идентифицированных в качестве супрагляциальных озер, часто встречающихся на покрытых мореной ледниках, был применен коэффициент увеличения таяния. Для каждого высотного пояса в соответствии с картой уменьшения/увеличения таяния был посчитан свой фактор градусо-дня, который был применен для коррекции абляции. Абляция в модели KRA2017 задавалась методом масс-балансового градиента (Östrem, 1959): температурно-индексным методом рассчитывался баланс массы на фронте ледника с использованием PDDF для чистого льда, равного $7 \text{ мм}^\circ \text{C}^{-1} \text{д}^{-1}$ (Поповнин и др., 2015), баланс массы для остальных высотных поясов был рассчитан с использованием линейного градиента, который определялся из наблюдений.

⁶ При подготовке данного раздела диссертации использованы следующие публикации, выполненные автором лично или в соавторстве, в которых, согласно Положению о присуждении ученых степеней в МГУ, отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

Постникова Т.Н., Рыбак О.О. Глобальные гляциологические модели: новый этап в развитии методов прогнозирования эволюции ледников. Часть 1. Общий подход и архитектура моделей // Лёд и Снег. 2021. Т. 62. № 2. С. 620-636. <https://doi.org/10.31857/S2076673421040111>. Личный вклад автора 80%.

2.4.2. Фронтальная абляция⁷

Потери массы при фронтальной абляции ледников, оканчивающихся морскими или озерными водами, составляют примерно 10% от общей абляции во всем мире, что указывает на то, что этот компонент следует учитывать, хотя таяние явно преобладает во всех регионах (Huss, Hock, 2015). Из всех моделей только OGGM (Immerzeel et al., 2015) и GloGEM (Huss, Hock, 2015) учитывают фронтальную абляцию ледников, граничащих с морями или озерами. Основное отличие таких ледников заключается в дополнительной потере массы, которая происходит на фронте ледника. Это имеет значение для динамики ледника и для косвенного определения толщины ледника, которая на настоящий момент предполагает, что поток массы на фронте равен нулю. Учет фронтальной абляции в методах инверсии толщины льда, основанных на сохранении массы, увеличивает оценки региональной массы льда примерно на 11-19% (Immerzeel et al., 2015).

В ГГМ фронтальная абляция вычисляется в конце каждого балансового года и добавляется к климатическому балансу массы для получения общего годового баланса массы (Huss, Hock, 2015, Immerzeel et al., 2015). Согласно схеме расчета (Recinos et al., 2019), фронтальная абляция является функцией толщины, ширины ледника и глубины воды на фронте. Разница между GloGEM и OGGM заключается в том, что толщина фронта ледника масштабируется в зависимости от его длины и глубины воды (Huss, Hock, 2015) либо рассчитывается из предположения, что количество отколотого льда должно быть равно количеству льда, доставленного на фронт (Immerzeel et al., 2015). Для калибровки блока фронтальной абляции в GloGEM использовались региональные оценки (Huss, Hock, 2015), в OGGM параметры брались за константу (Immerzeel et al., 2015).

2.5. Динамический блок⁸

Выше было отмечено, что глобальные гляциологические модели можно разделить по уровню сложности их динамических блоков:

1. Параметризованные модели. GloGEM/PyGEM и все остальные модели, за исключением GloGEMflow и PyGEM, более простые, так как в них явным образом не

⁷ При подготовке данного раздела диссертации использованы следующие публикации, выполненные автором лично или в соавторстве, в которых, согласно Положению о присуждении ученых степеней в МГУ, отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

Постникова Т.Н., Рыбак О.О. Глобальные гляциологические модели: новый этап в развитии методов прогнозирования эволюции ледников. Часть 1. Общий подход и архитектура моделей // Лёд и Снег. 2021. Т. 62. № 2. С. 620-636. <https://doi.org/10.31857/S2076673421040111>. Личный вклад автора 80%.

⁸ При подготовке данного раздела диссертации использованы следующие публикации, выполненные автором лично или в соавторстве, в которых, согласно Положению о присуждении ученых степеней в МГУ, отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

Постникова Т.Н., Рыбак О.О. Глобальные гляциологические модели: новый этап в развитии методов прогнозирования эволюции ледников. Часть 1. Общий подход и архитектура моделей // Лёд и Снег. 2021. Т. 62. № 2. С. 620-636. <https://doi.org/10.31857/S2076673421040111>. Личный вклад автора 80%.

описывается отступление (наступление) ледника, а используется разного рода параметризации: масштабирование между площадью, объемом и длиной ледников, основанное на статистических и/или эмпирических соотношениях.

2. Ограниченные динамические модели. В GloGEMflow включен динамический блок, но течение ледника рассматривается как единый поток, и в качестве исходных данных служат характеристики, осредненные по высотным поясам (Рис. 7). Если ледник имеет ветвящуюся структуру, то в GloGEMflow он рассматривается как один широкий ледник. Теоретически это не является большой проблемой для применения GloGEMflow для таких ледниковых комплексов, как Эльбрус, так как он разделен на отдельные ледники в RGI. Однако еще предстоит оценить, насколько реалистично в рамках такого подхода описывается динамика подобных ледников. OGGM – наиболее сложная из существующих в настоящее время глобальных гляциологических моделей, так как в ее динамическом блоке берется в расчет вся система потоков ледника вдоль осевых линий (Рис. 6а).

2.6. Эволюция геометрии ледников⁹

Толщина ледника в идеальном состоянии равновесия (не существующего в действительности) не изменяется, потому что все пространственные различия в балансе поверхностной массы компенсируются динамическим перераспределением массы льда из зоны аккумуляции в зону абляции (Шумский, 1969). Неравновесие баланса массы и потока льда приводит к эволюции геометрии ледника, которая может быть рассчитана с помощью уравнений динамики ледника или с помощью различных параметризаций, основанных на наблюдениях.

2.6.1. Закон сохранения массы¹⁰

В ГГМ временная эволюция ледников основана на законе сохранения массы. Этот закон обычно применяется путем объединения процессов течения льда и баланса массы через какую-либо форму уравнения неразрывности для толщины льда (см. пункт 3 раздела 2.6.2). В таких соотношениях лед обычно представлен как несжимаемый неньютоновский материал. Как правило, вся масса считается льдом, в то время как в действительности некоторые части

⁹ При подготовке данного раздела диссертации использованы следующие публикации, выполненные автором лично или в соавторстве, в которых, согласно Положению о присуждении ученых степеней в МГУ, отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

Постникова Т.Н., Рыбак О.О. Глобальные гляциологические модели: новый этап в развитии методов прогнозирования эволюции ледников. Часть 1. Общий подход и архитектура моделей // Лёд и Снег. 2021. Т. 62. № 2. С. 620-636. <https://doi.org/10.31857/S2076673421040111>. Личный вклад автора 80%.

¹⁰ При подготовке данного раздела диссертации использованы следующие публикации, выполненные автором лично или в соавторстве, в которых, согласно Положению о присуждении ученых степеней в МГУ, отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

Постникова Т.Н., Рыбак О.О. Глобальные гляциологические модели: новый этап в развитии методов прогнозирования эволюции ледников. Часть 1. Общий подход и архитектура моделей // Лёд и Снег. 2021. Т. 62. № 2. С. 620-636. <https://doi.org/10.31857/S2076673421040111>. Личный вклад автора 80%.

ледника также покрыты снегом и фирном. Однако пренебрежение снежно-фирновой толщей относительно небольшую ошибку, которую можно принять, учитывая множество других неопределенностей в модели и граничных условиях (Albrecht et al., 2000; Zekollari et al., 2022).

2.6.2. *Динамические модели течения ледника вдоль осевой линии*¹¹

Несмотря на то, что не так давно считалось, что применение динамических моделей течения ледников на региональном уровне невозможно (Huss et al., 2010), появилось две модели, которые позволяют рассчитывать динамику ледников на региональном уровне с большой скоростью на персональном компьютере: OGGM и GloGEMflow (Maussion et al., 2019; Zekollari et al., 2019). Для этого применяется одномерное моделирование эволюции параметров ледника вдоль осевой линии (Oerlemans et al., 1998): с помощью закона Глена в аппроксимации тонкого льда вычисляется средняя скорость движения ледника (по формуле 1), которая подставляется в прогностическое уравнение для вычисления изменения толщины ледника (2), основанное на законе сохранения массы (см. ниже). Полученное уравнение диффузии (5) связывает изменение толщины ледника с поверхностным балансом массы в гляциологической модели (Рис. 5).

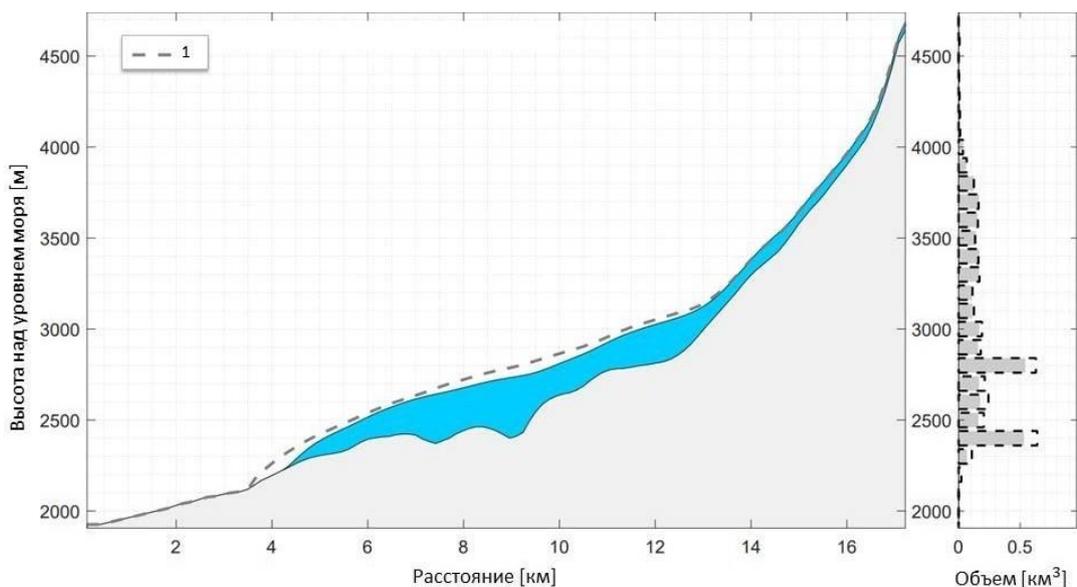


Рис. 7. Профиль ледника Безенги в 2016 году, смоделированный с помощью GloGEMflow. Оставшаяся к 2016 году толща льда изображена голубым. Пунктирная линия (1) обозначает профиль поверхности ледника на дату инвентаризации RGI (2001 год). Справа показана диаграмма объема льда по высотным поясам в 2015 году. Пунктиром обозначено распределение объема льда в 2001 году. Смоделированная толщина ледника (до 400 м) выглядит реалистично по сравнению с наблюдаемыми значениями.

Рассмотрим подробнее основные допущения и уравнения, на которых основаны модели

¹¹ При подготовке данного раздела диссертации использованы следующие публикации, выполненные автором лично или в соавторстве, в которых, согласно Положению о присуждении ученых степеней в МГУ, отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

Постникова Т.Н., Рыбак О.О. Глобальные гляциологические модели: новый этап в развитии методов прогнозирования эволюции ледников. Часть 1. Общий подход и архитектура моделей // Лёд и Снег. 2021. Т. 62. № 2. С. 620-636. <https://doi.org/10.31857/S2076673421040111>. Личный вклад автора 80%.

GloGEMflow и OGGM.

1. Приближение тонкого льда – Shallow Ice Approximation (SIA, Hutter, 1983) предполагает, что толщина льда мала по сравнению с его протяженностью (ледник тонкий), что вертикальные градиенты напряжения сдвига преобладают над горизонтальными, и лед медленно течет по ложу. Тогда движение определяется одной компонентой тензора напряжений $\tau = \tau_{xz} = \rho g (H - z)\alpha$, где z — вертикальная, а x — горизонтальная координата в направлении потока, $\alpha = \left| \frac{\partial h}{\partial x} \right|$ — наклон ледника, h — высота поверхности ледника.

2. По закону Глена с экспонентой $n=3$, можно вычислить скорость деформации льда из найденных в п. 1 напряжений: $\dot{\epsilon} = A'\tau^3$, где A' — вязкость льда, зависящая от размера кристаллов, концентрации и типа включений, и температуры льда. В ГГМ предполагается, что $A' = const$, но эту величину можно калибровать (Zekollari et al., 2019). Скорость деформации льда, по определению, выражается через производную скорости: $\dot{\epsilon} = \frac{du}{dz}$. Таким образом,

$$\frac{du}{dz} = 2A'\tau^3 = 2A'(\rho g (H - z)\alpha)^3,$$

Интегрируя последнее уравнение от ложа до z , получаем:

$$u(z) = \frac{A'}{2}(\rho g \alpha)^3 (H^4 - (H - z)^4) + U_s,$$

где U_s — скорость базального (глыбового) скольжения. Интегрируя от ложа до поверхности ледника, получаем среднюю скорость (по толщине):

$$\bar{u} = U_s + \frac{A'}{10} H \tau^3 = U_s + U_d,$$

где U_d — скорость деформации льда. Согласно Oerlemans et al. (1998), компонента скольжения может быть выражена так, что:

$$\bar{u} = U_s + U_d = f_d H \tau^3 + \frac{c_s \tau^3}{P_w},$$

где f_d — обобщенная вязкость, P_w — давление воды у ложа. Параметры f_d и c_s — полуэмпирические, варьируются от ледника к леднику. В ГГМ вычисления P_w не производится. Вместо этого предполагается, что P_w пропорционально давлению льда $\rho g H$, тогда

$$\bar{u} = U_s + U_d = f_d H \tau^3 + \frac{f_s \tau^3}{H}. \quad (1)$$

Для параметров вязкости и скольжения в статье Oerlemans et al. (1998), на основании исследований Budd, Jenssen (1975) и Budd et al. (1979), предложено использовать значения

$f_d = 1.9 \times 10^{-24} \text{ Па}^{-3} \text{ м}^2 \text{ с}^{-1} u$ $f_s = 5.7 \times 10^{-20} \text{ Па}^{-3} \text{ м}^2 \text{ с}^{-1}$, так как они дают хорошие результаты при моделировании реальных ледников (Oerlemans, 2001); параметр f_d , как правило, требует калибровки (Maussion et al., 2019; Zekollari et al., 2019). В некоторых работах (Zekollari et al., 2019) используется единая параметризация для скольжения и внутренней деформации, учитывая относительно большую неопределенность, связанную с параметризацией скорости скольжения. Скольжение и внутренняя деформация связаны как с уклоном поверхности, так и с локальной толщиной льда, и было показано, что они имеют сходные пространственные структуры на альпийских ледниках (Zekollari et al., 2013).

3. Согласно закону сохранения массы, скорость изменения толщины должна быть обусловлена течением льда, общим количеством льда, добавляемого на поверхность в результате снегопада, и потерями от таяния на конце ледника (Van der Veen, 2013). Прогностическое уравнение представляет собой уравнение неразрывности в предположении, что лед — несжимаемая среда:

$$\text{div } \mathbf{U} = 0,$$

где $\mathbf{U} = (u, v, w)$ вектор скорости с координатами в ортогональных направлениях x, y, z .

Игнорируя разницу в плотности льда по леднику, интегрируем уравнение неразрывности

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \text{ по } z \text{ от ложа } (z = b) \text{ до поверхности } (z = h):$$

$$w(h) - w(b) = - \int_b^h \frac{\partial u}{\partial x} dz - \int_b^h \frac{\partial v}{\partial y} dz.$$

Из этого уравнения (с помощью правила Лейбница (Van der Veen, 2013)) нетрудно вывести уравнение:

$$\frac{\partial H}{\partial t} = -\nabla(\bar{u}H) + B. \quad (2)$$

Левая часть в этом уравнении является производной по времени локальной толщины, что делает уравнение неразрывности прогностическим уравнением, которое можно использовать для определения толщины льда в следующий момент времени, когда известны члены в правой части (Van der Veen, 2013). Для упрощенных численных моделей долинных ледников это уравнение используется в одномерной форме, когда динамика ледника вычисляется вдоль осевой линии (учитывая вариации ширины ледника).

Пусть S — площадь поперечного сечения ледника перпендикулярно линии потока, и предположим, что форма ложа — трапеция с шириной ложа w : $S = H \left(w + \frac{\lambda}{2} H \right)$. Тогда

$$\frac{\partial S}{\partial t} = \frac{\partial H}{\partial t} \left(w + \lambda H \right).$$

При этом закон сохранения массы (2) можно переписать в виде

$$\frac{\partial H}{\partial t} = -\frac{\partial \bar{u} S}{\partial x} + B(w + \lambda H) \quad (3)$$

следовательно

$$\frac{\partial H}{\partial t} = \frac{1}{w + \lambda H} \frac{\partial S}{\partial t} = \frac{-1}{w + \lambda H} \frac{\partial}{\partial x} \left(\bar{u} H \left(w + \frac{\lambda}{2} \right) \right) + B. \quad (4)$$

Согласно выражению (1), средняя скорость \bar{u} равна

$$\bar{u} = f_d H (\rho g H \alpha)^3 + \frac{f_s (\rho h H \alpha)^3}{H} = \left(f_d H^4 \gamma \left(\frac{\partial h}{\partial x} \right)^2 + f_s H^2 \gamma \left(\frac{\partial h}{\partial x} \right)^2 \right) \frac{\partial h}{\partial x}, \quad \gamma = (\rho g)^3$$

Подставляя это выражение в (3), получаем, что изменение толщины ледника описывается нелинейным уравнением диффузии (Oerlemans et al., 1998):

$$\frac{\partial H}{\partial t} = \frac{-1}{w + \lambda H} \frac{\partial}{\partial x} \left(D \frac{\partial (H + b)}{\partial x} \right) + B, \quad (5)$$

где коэффициент диффузии равен $D = \left(w + \frac{\lambda}{2} H \right) \left(f_d H^5 \gamma \left(\frac{\partial h}{\partial x} \right)^2 + f_s H^3 \gamma \left(\frac{\partial h}{\partial x} \right)^2 \right)$.

Это уравнение связывает динамику ледника с поверхностным балансом массы в модели. В частности, оно используется в модели GloGEMflow в чуть видоизмененной форме (иначе обозначена ширина ложа и поверхности ледника), а в OGGM решается уравнение (3), а не (5), для того, чтобы численное решение не зависело от формы ложа. При этом в GloGEMflow используется объединенная параметризация скольжения и деформации, в отличие от OGGM, где параметр скольжения берется из литературы (Oerlemans et al., 1998).

2.6.3. Параметризации переноса льда¹²

В остальных ГГМ вместо уравнений динамики используются параметризации для расчета переноса льда. Эти параметризационные соотношения основаны на том факте, что изменение поверхности ледника отвечает четким пространственным закономерностям. Как правило, изменения высоты Δh при отступании ледника являются небольшими в районе аккумуляции и самыми большими вблизи языка горных ледников (Huss et al., 2010). Исходя из этого, в GloGEM и PyGEM Δh рассчитывается как ответ на изменение баланса массы при удовлетворении закона сохранения массы (Huss, Hock, 2015). Распределение Δh зависит от

¹² При подготовке данного раздела диссертации использованы следующие публикации, выполненные автором лично или в соавторстве, в которых, согласно Положению о присуждении ученых степеней в МГУ, отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

Постникова Т.Н., Рыбак О.О. Глобальные гляциологические модели: новый этап в развитии методов прогнозирования эволюции ледников. Часть 1. Общий подход и архитектура моделей // Лёд и Снег. 2021. Т. 62. № 2. С. 620-636. <https://doi.org/10.31857/S2076673421040111>. Личный вклад автора 80%.

размеров, геометрии, режима течения льда и изменчивости баланса массы ледника. Форма Δh -параметризации отличается от ледника к леднику, поэтому в GloGEM и PyGEM используются разные параметры для ледников разных размеров. Например, в GloGEM (Huss, Hock, 2015) используется эмпирическая функция

$$\Delta h = (h_n + a)^\gamma + b(h_n + a) + c,$$

где Δh — изменение высоты поверхности ледника, h_n — разница в высоте между n -м и нижним высотным поясом ледника (нормализованные высотным диапазоном ледника).

Степень γ , задающая кривизну функции Δh , уменьшается с размером ледника: для больших долинных ледников (>20 км²) $\Delta h = (h_n - 0,02)^6 + 0,12(h_n - 0,02)$, для средних (5-20 км²)

$$\Delta h = (h_n - 0,05)^4 + 0,19(h_n - 0,05) + 0,01, \quad \text{для} \quad \text{маленьких} \quad (<5 \quad \text{км}^2)$$

$$\Delta h = (h_n - 0,30)^2 + 0,60(h_n - 0,30) + 0,09 \quad (\text{Huss, Hock, 2015}).$$

В других моделях (Marzeion et al., 2012; Radić et al., 2014; Hirabayashi et al., 2013; Slangen et al., 2012; Giesen, Oerlemans, 2013) используется масштабирование между объемом ледника и его длиной или площадью (Bahr et al., 1997). При этом площадь и объем связываются экспонентой масштабирования, которая обычно рассчитывается из небольшого объема доступных данных. Для разных регионов эта экспонента может быть разной. Оба подхода (кроме Marzeion et al. (2012)) предполагают, что равновесная геометрия ледника достигается мгновенно в ответ на изменение объема.

В работе Huss, Hock (2015) с помощью экспериментов по оценке чувствительности к выбору блока эволюции геометрии ледников было показано, что применение масштабирования между объемом и площадью ледников приводит к большим потерям массы льда, нежели при использовании Δh -параметризации.

В модели KRA2017 (Kraaijenbrink et al., 2017) для моделирования динамики ледника был использован метод перераспределения массы. Объем льда, перетекающий из данного высотного пояса в пояс, находящийся ниже, задается функцией его площади, средней толщины и наклона поверхности. Поток регулируется настраиваемым реологическим параметром.

2.7. Сравнительная характеристика глобальных гляциологических моделей¹³

Рассмотрим основные свойства ГГМ, участвовавших в проекте GlacierMIP1 и

¹³ При подготовке данного раздела диссертации использованы следующие публикации, выполненные автором лично или в соавторстве, в которых, согласно Положению о присуждении ученых степеней в МГУ, отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

Постникова Т.Н., Рыбак О.О. Глобальные гляциологические модели: новый этап в развитии методов прогнозирования эволюции ледников. Часть 2. Постановка экспериментов и практические приложения // Лёд и Снег. 2022. Т. 62. № 2. С. 287-304. <https://doi.org/10.31857/S2076673422020133>. Личный вклад автора 80%.

GlacierMIPII (Glacier Model Intercomparison Project) (Marzeion et al., 2020). В проекте GlacierMIPII одиннадцать ГГМ были запущены при одинаковых начальных условиях (объёме льда), климатических моделях и сценариях для получения прогнозов изменения оледенения в XXI в., а также оценок неопределённостей. Характеристики шести наиболее значимых, на наш взгляд, моделей (OGGM (Maussion et al., 2019); GloGEM (Huss, Hock, 2015), GloGEMflow (Zekollari et al., 2019), PyGEM (Rounce et al., 2020a), JULES (Shannon et al., 2019), HYOGA2 (Hirabayashi et al., 2013)) представлены в таблице 2. В настоящее время существуют две ГГМ, в которых явным образом описывается течение льда в приближении тонкого льда и в которых рассчитывается изменение геометрии ледника, исходя из решения уравнения неразрывности. Это — OGGM (Maussion et al., 2019) и GloGEMflow (Zekollari et al., 2019). В остальных моделях используют различные имитационные схемы, основанные на эмпирических и полуэмпирических соотношениях между площадью, объёмом и длиной ледника (Marzeion et al., 2012; Bahr et al., 1997, Van de Wal, Wild, 2001) или между балансом массы и изменением геометрии (Huss, Hock, 2010; Huss et al., 2010).

Таблица 3. Сравнительный анализ выбранных глобальных гляциологических моделей

Характеристики модели	Название модели					
	OGGM (Maussion et al., 2019),	GloGEM (Huss and Hock, 2015),	GloGEMflow (Zekollari et al., 2019),	PyGEM (Rounce et al., 2020a),	JULES (Shannon et al., 2020),	HYOGA2 (Hirabayashi et al., 2013).
Климат						
Климатический форсинг для калибровки	CRU TS4.01	ERA-Interim	E-OBS v.17.0 (ENSEMBLES)	ERA Interim	WATCH–ERA Interim	Hirabayashi et al. (2005, 2008)
Климатический форсинг для моделирования будущего	–	14 GCMs из CMIP5; RCP2.6, RCP4.5, RCP8.5 (r1i1p1)	EURO-CORDEX RCM	RCM, управляемая GCM из CMIP5	CMIP5, рассматривается только RCP8.5	CMIP5, рассматривается только RCP8.5
Даунскейлинг						
Вертикальный градиент температуры; поправки температуры и прочее	Постоянный 0,65 °C/100 м;	Пространственно и сезонно изменяющийся градиент температуры; поправка на температуру; поправочный коэффициент на осадки	Как в GloGEM	Пространственно и временно изменяющаяся поправка на температуру	Калибруемый градиент температуры; постоянный масштабный коэффициент для скорости ветра; поправка приземного давления, длинно- и коротковолнового излучения	Постоянный 0,65 °C/100 м; поправки температуры в соответствии с наблюдениями
Вертикальный градиент осадков	–	1–2.5% на 100 м		1% на 100 м; для верхних 25% ледника выше 100 м применяется экспоненциальное уменьшение	Есть, это калибруемый параметр	–
Поправочный коэффициент на осадки	2,5			–		Поправки в соответствии с наблюдениями

Таблица 3 (продолжение).

Калибровка						
Калибровка баланса массы (SMB)	Калибруются: чувствительность ледника к температуре μ^* ; год, когда ледник был теоретически в устойчивом состоянии t^* (см. формулу в графе Абляция)	Региональная оценка баланса массы: баланс массы отдельного ледника должен совпадать со средним региональным за несколько лет; калибруются $C_{prec}, f_{snow}, f_{ice}$ (начальные значения 1,5, 3 и 6 мм д ⁻¹ К ⁻¹ (Носк, 2003)), $\Delta T_{air}; k_0$ – параметр фронтальной абляции	Оценка геодезического баланса массы отдельных ледников; смещение SMB в климатических условиях 1961–1990 гг., SMB калибруется по длине ледника	Байесовская инверсия; $f_{snow}; k_p$ – фактор осадков, T_{bias} – поправка неточностей температуры, вызванных низким разрешением климатических данных	Региональная калибровка с использованием метода выборки латинского гиперкуба; Семь параметров: альbedo льда и снега в видимой и инфракрасной части спектра, орографический градиент осадков и температуры, параметр масштабирования скорости ветра	Два параметра: факторы градусо-дней для снега и льда
Калибровка параметров динамики льда	Возможна, но в статье эти параметры константы: $A = 2,4 \times 10^{-24} \text{ Па}^{-3}, f_s = 0$ где A и f_s – параметры ползучести и скольжения	–	Да, параметр A калибруется так, чтобы объём моделируемого ледника совпал с RGI с точностью до 1%; скольжение по ложу не рассматривается отдельно	–	–	–
Данные для калибровки	WGMS (2017): прямые наблюдения удельного баланса массы (254 ледника)	Балансы массы RGI (Gardner et al., 2013) для горных стран в целом, основанные на GRACE, ICESat и прямых измерениях	WGMS; геодезические балансы массы конкретных ледников; длина и объём ледников из RGI	WGMS 2017; геодезические для Азии (Shean et al., 2020): ASTER, WorldView, GeoEye-1	Региональная калибровка с использованием годового баланса массы из WGMS 2017	Dyurgerov and Meier (2005); Heydenrych et al. (2004)
Временной период калибровки	1901–2016 гг., для каждого ледника 31-летний период вокруг $t: \bar{m}(t) = 0$	Баланс массы: 2003–2009 гг.; климат: 1980–2012 гг.	1981–2010 гг.	2000–2018 гг.	10 лет до даты инвентаризации RGI	1948–1980 гг.

Таблица 3 (продолжение).

Валидация						
Валидация	WGMS (2017); кросс-валидация по отдельным объектам (leave-one-out cross-validation)	WGMS 2012, измерения in situ; геодезические измерения (Cogley, 2009): годовые, зимние и летние балансы массы по всему леднику, годовые и сезонные профили баланса, сезонные точечные и геодезические балансы массы, фронтальная абляция; данные о площади ледников в разное время из инвентаризации	Прямые измерения SMB, WGMS 2018 (1672 годовых значений баланса массы ледника, 12 097 значений годового баланса массы определённых высотных полос ледника); сравнение А со значениями из литературы; длина и площадь ледников в прошлом – GLAMOS	Геодезические и прямые наблюдения WGMS 2018; сравнение с данными о границе питания с 2000 г. (Gardelle et al., 2013); метод наименьших квадратов и регрессия	Региональная оценка с использованием данных наблюдений удельного баланса массы зимой и летом из WGMS 2017	Летний и зимний балансы массы 21 ледника из WGMS; сравнение ELA с данными WGMS 2007
Временной период валидации	1901–2016 гг.	1980–2012 гг.	2003–2017 гг.	1980–2017 гг.	–	
Временной период моделирования	1985–2015 гг.	1980–2100 гг.	2017–2100 гг.	2000–2100 гг.	2007–2100 гг.	2006–2100 гг.
Динамика						
Динамическая реакция ледника на изменение массы	SIA по линии течения; уравнение неразрывности: $\frac{\partial S}{\partial t} = w\dot{m} - \nabla u S$, где S – площадь, м ² ; w – ширина, м; u – средняя скорость, м с ⁻¹ ; \dot{m} – баланс массы, кг м ⁻² с ⁻¹)	Изменение толщины и площади ледника согласно параметризации отступления Δh (Huss et al., 2010); для наступающего ледника – похожая простая схема	SIA, уравнение неразрывности: $\frac{\partial H}{\partial t} = \frac{-1}{w_s} \frac{\partial}{\partial x} \left(D \frac{\partial h}{\partial x} \right) + B$, где h – поверхность льда; D – коэффициент диффузии; B – SMB; для ледников короче 1 км применяется метод GloGEM	Как в GloGEM; модель баланса массы PyGEM теперь совместима с динамической моделью OGGM	–	Максимальная длина ледника обновляется при изменении объёма: $V = c_1 L^q$, где $c_1 = 1,7026$; q вычисляется из данных площади и объёма из RGI
Временное разрешение динамического блока	Адаптируется к динамике ледника	Год	Адаптивный	Год	–	День

Таблица 3 (продолжение).

Баланс массы						
Масс-балансовый блок	TID: расширенная модель Marzeion et al. (2012)	PDD, простая модель SEB	PDD	PDD	SEB	PDD
Временное разрешение масс-балансового блока	Месяц				Час	День
Температура твёрдых/жидких осадков	По умолчанию 0°/2°	0,5°/2,5°	0,5°/2,5°	-1°/1°	0°	2°
Аккумуляция	Равномерное распределение осадков $c_{prec} P_i^{Solid}(z)$, где P_i^{Solid} – помесечные твёрдые осадки; c_{prec} – глобальный поправочный коэффициент (по умолчанию 2,5);	$P_{cell,m} c_{prec} (1 + (z_i - z_{ref}) dP/dz)$, где $P_{cell,m}$ – осадки (в метрах) за месяц в ближайшей климатической ячейке; c_{prec} – поправочный коэффициент, dP/dz – линейный градиент относительно контрольной высоты z_{ref}	Линейное изменение осадков как в GloGEM	Линейный градиент осадков; $c_{m,bin} = \delta_{m,bin} P_{m,bin}$, где $\delta_{m,bin}$ – месячная доля твёрдых осадков; $P_{m,bin} = P_{GCM} k_p (1 + d_{prec} (z_{bin} - z_{ref}))$, где d_{prec} – градиент для распределения осадков по леднику; отдельная формула для ледников выше 1000 м	Линейное изменение осадков: $P_z = P_0 + P_0 \gamma_{precip} (z - z_0)$, где P_0 – осадки по поверхности; γ_{precip} – градиент осадков, z_0 – средняя высота сетки над уровнем моря	Равномерное над каждым ледником 0,5° x 0,5°; высотные пояса по 50 м; все ледники в ячейке моделируются как один ледник
Абляция через таяние	$\mu^* \max(T_i(z) - T_{Melt}, 0) + \varepsilon$, где μ^* – чувствительность ледника к температуре; T_i – среднемесячная температура воздуха; T_{Melt} – температура, при которой может происходить таяние (по умолчанию – 1 °C; ε – поправочный коэффициент	Для высоты i и месяца m : $a_{i,m} = f_{snow/ice} d = \sum_{d=1}^{d=D} T_{i,d}^+$, где $f_{snow/ice}$ (мм день ⁻¹ K ⁻¹) – коэффициенты градусо-дня; T_{id}^+ – суточная средняя положительная температура воздуха; D – число дней в месяце	Как в GloGEM	$a = f_{snow/ice} T_m^+ D$, где f – коэффициенты градусо-дня (м в.э./день·C); T_m^+ – положительная средняя месячная температура	Баланс массы рассчитывается как изменение массы снежного покрова между последовательными временными шагами	Температурно-индексная модель: а) таяние снега; б) трансформация снега в лёд; в) таяние льда
Фронтальная абляция	Да, Oerlemans and Nick (2005)	Да, модифицированная модель Oerlemans and Nick (2005)	Нет			

Таблица 3 (продолжение).

<p>Повторное замерзание</p>	<p>—</p>	<p>Уравнение теплопроводности для верхних 10 м; пока не исчерпано максимально возможное</p> $r_{\max,i} = \frac{-1}{L_t} \int_0^z \rho(z) c_h T_{i,m}(z) dz,$ <p>где L_t – скрытое тепло плавления; c_h – теплопроводность льда; $\rho(z)$ – плотность на глубине z</p>	<p>Как в GloGEM</p>	<p>Потенциальное повторное замерзание</p> $R_{\text{potential}} = -0,0069T_a + 0,000096,$ <p>где T_a – средневзвешенная температура воздуха</p>	<p>Включает в себя повторное замораживание талой воды и скорректированное количество осадков</p>	<p>—</p>
<p>Тип поверхности (снег/фирн/лёд)</p>	<p>Нет, поэтому случайные годы с большим объёмом снега могут искусственно увеличить площадь ледника</p>	<p>Положительный SMB \Rightarrow снег; отрицательный SMB \Rightarrow фирн/лед; если средний годовой баланс за 5 лет был положительный \Rightarrow фирн</p>	<p>Как в GloGEM</p>		<p>Снежно-ледовая толща разделена на слои, у каждого из которых есть плотность, эволюционирующая во времени. Таким образом, по плотности верхнего слоя определяется тип поверхности</p>	<p>—</p>
<p>Чувствительность модели</p>	<p>Высокая: к параметру ползучести A (чем меньше A, тем толще ледник) и скольжения f_s; боковым напряжениям у ложа; форме ложа (прямоугольная или параболическая); к параметризации осадков (морской или континентальный климат)</p>	<p>Высокая: к выбору члена ансамбля GCM; к выбору изначального объёма льда; к выбору процедуры калибровки; к типу модели для эволюции геометрии ледника. Низкая: к учёту фронтальной абляции; к выбору между TIM и SEB (самая большая разница на высоких широтах)</p>	<p>Ограниченная: к влиянию устойчивого состояния ледников в 1990 г. на прогнозы объёма льда. Небольшая: к форме ложа (меняется угол трапеции)</p>	<p>—</p>	<p>—</p>	<p>Чувствительность к изменению градиента осадков: низкая</p>

Таблица 3 (продолжение).

Геометрия						
Пространственное разрешение	Относительно размера ледника: $dx = a\sqrt{S}$, где $a = 14$; S – площадь ледника; $dx \in [10, 200]$ м	Высотные пояса по 10 м, каждый ледник моделируется отдельно	Как в GloGEM; интерполируется на адаптивную горизонтальную сетку	Как в GloGEM	Сетка 0,5°, высотные пояса по 250 м	Высотные пояса по 50 м
Изучаемый район	RGI	RGI	Центральная Европа	Высокогорная Азия	RGI, кроме Антарктиды	RGI, кроме Гренландии и Антарктиды
Толщина льда	Модель, вдохновленная Farinotti et al. (2009), с использованием нового метода расчёта баланса массы; предполагаются равновесное состояние ледника и нулевой поток льда на фронте	Huss and Farinotti (2012); точечные данные Operation IceBridge	Как в GloGEM	Как в GloGEM, но закон сохранения массы одновременно применяется к толщине, площади и объёму	Huss and Farinotti (2012)	масштабирование площади и объёма: $A = \left(\frac{V}{c_a}\right)^{1/\gamma}$, где A и V – площадь и объём ледника соответственно, $\gamma = 1,375$
Поперечное сечение ледника в модели	По умолчанию парабола; в отдельных случаях прямоугольник	Парабола	Трапеция с углом 45°	Парабола	–	–
Открытый доступ	Да: https://github.com/OGGM	Нет	Нет	Да: https://github.com/drounce/PyGEM	Нет: https://code.metoffice.gov.uk/svn/jules/main/branches/dev/sarahshannon/vn4.7_va_scaling	Нет
Язык программирования	Python	Python, IDL	MatLab, IDL	Python	FORTRAN	–

Сокращения: SIA — Shallow Ice Approximation; RGI — Randolph Glacier Inventory; GLAMOS — Glacier Monitoring Switzerland; RCM — Regional Climate Model; EURO-CORDEX — Coordinated Downscaling Experiment — European Domain; GCM — General Climate Model; WGMS — World Glacier Monitoring Service; SRTM — Shuttle Radar Topography Mission; ASTER — Advanced Space-borne Thermal Emission and Reflection Radiometer — определения см. в тексте; GIMP — Greenland Ice Mapping Project; RAMP — Radarsat Antarctic Mapping Project; GRACE — Gravity Recovery and Climate Experiment; ICESat — Ice, Cloud and land Elevation Satellite; ECMWF — European Centre for Medium Range Weather Forecasts; E-OBS — ENSEMBLES daily gridded observational dataset; CRU — Climatic Research Unit; TIM — Temperature Index Model; PDD — Positive Degree-Day.

2.8. Постановка прогностических экспериментов¹⁴

2.8.1. Климатический форсинг¹⁵

Для моделирования поверхностного баланса массы (SMB, surface mass balance) данные реанализа и глобального климатического моделирования в большей мере применимы чем разреженные точечные наблюдения из-за того, что метеостанций в высокогорных или полярных регионах мало и они не обеспечивают равномерного покрытия изучаемого района (Hofer et al., 2015; Морозова, Рыбак, 2017). Однако пространственное разрешение данных реанализа и климатических моделей и их ограниченная возможность воспроизводить поля осадков, температуры воздуха и других метеорологических переменных в условиях сложного рельефа высокогорья недостаточно для гляциологических приложений (Hofer et al., 2015; Murphy, 1999) и не может быть использовано без соответствующей корректировки (Hofer et al., 2015; Морозова, Рыбак, 2017). В прогностических экспериментах на ГГМ недавнего времени были использованы результаты расчётов на моделях общей циркуляции (GCM — General Circulation Model) объединённые в проекте CMIP (Taylor et al., 2012; Eyring et al., 2016), и данные ре-анализа. Например, данные ре-анализа ERA-Interim включают в себя среднемесячную приповерхностную (2 м) температуру, температуру воздуха на разных уровнях (300–1000 гПа) и сумму осадков за каждый месяц, начиная с 1979 г., с пространственным разрешением ~0,7 градусов (Dee et al., 2011).

Для регионализации (даунскейлинга) гляциологических исследований традиционно используют региональные климатические модели (RCM — Regional Climate Models), имеющие более высокое разрешение в ограниченной области (динамический даунскейлинг (Морозова, Рыбак, 2017)). RCM, управляемая GCM, позволяет обеспечить прогностические поля с более подробным и более точным представлением локализованных событий. RCM имеет явные преимущества при моделировании осадков по сравнению с GCM: модельная изменчивость суточных и месячных сумм осадков, будучи ниже наблюдаемой, тем не менее оказалась гораздо более реалистичной чем генерируемая GCM, так как более мелкая сетка уменьшает объём неявного пространственного сглаживания (Murphy, 1999). Динамический

¹⁴ При подготовке данного раздела диссертации использованы следующие публикации, выполненные автором лично или в соавторстве, в которых, согласно Положению о присуждении ученых степеней в МГУ, отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

Постникова Т.Н., Рыбак О.О. Глобальные гляциологические модели: новый этап в развитии методов прогнозирования эволюции ледников. Часть 2. Постановка экспериментов и практические приложения // Лёд и Снег. 2022. Т. 62. № 2. С. 287-304. <https://doi.org/10.31857/S2076673422020133>. Личный вклад автора 80%.

¹⁵ При подготовке данного раздела диссертации использованы следующие публикации, выполненные автором лично или в соавторстве, в которых, согласно Положению о присуждении ученых степеней в МГУ, отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

Постникова Т.Н., Рыбак О.О. Глобальные гляциологические модели: новый этап в развитии методов прогнозирования эволюции ледников. Часть 2. Постановка экспериментов и практические приложения // Лёд и Снег. 2022. Т. 62. № 2. С. 287-304. <https://doi.org/10.31857/S2076673422020133>. Личный вклад автора 80%.

даунскейлинг требует больших вычислительных затрат в отличие от статистического даунскейлинга, основанного на поиске связей между крупномасштабными и локальными особенностями атмосферы с учётом данных наблюдений метеостанций (Морозова, Рыбак, 2017). Проект CORDEX (Coordinated Regional Downscaling Experiment) (Gutovski et al., 2016) объединяет региональные климатические модели и эмпирический статистический даунскейлинг для разных регионов мира (Jacob et al., 2014) и успешно применяется для расчётов на ГГМ (например, с разрешением $0,11^\circ$ или около 12 км в работе Zekollari et al. (2019)).

Для прогнозирования изменений оледенения в будущем используются главным образом так называемые сценарии RCP (Representative Concentration Pathways) – пути радиационного воздействия: RCP2.6, RCP4.5, RCP6.0 и RCP8.5 (Van Vuuren et al., 2011), реализуемые в численных экспериментах на GCM. Они определяют дополнительное радиационное воздействие около 2100 г. относительно доиндустриальных значений (2,6, 4,5, 6,0 и 8,5 Вт м⁻² соответственно). Другое, относительно новое, направление, формализующее траектории развития климатической системы с учётом его влияния на человеческое сообщество, – сценарии SSP (Shared Socioeconomic Pathways – совместные социально-экономические пути (O'Neill et al., 2014)), развиваемые в рамках проекта CMIP6 (Eyring et al., 2016), до сих пор широко не использовались в глобальном гляциологическом моделировании (Marzeion et al., 2020; Edwards, 2020). Заметим, что использование SSP в экспериментах с ГГМ планируется в третьей фазе эксперимента GlacierMIP (<https://www.climate-cryosphere.org/mips/glaciernip/activities-experiments>).

Пространственное разрешение современных RCM не позволяет достаточно точно воспроизвести климатические условия для большинства горных ледников (Murphy, 1999). Чтобы решить эту проблему, к выбранным климатическим данным применяют коррекционные схемы, которые встраиваются непосредственно в климатический блок ГГМ (Marzeion et al., 2020). Значения температуры воздуха над ледником интерполируются из ближайших узлов пространственной сетки климатической модели и приводятся к абсолютной высоте ледника с применением вертикального градиента температуры (Волошина, 2002). В литературе его значения существенно варьируют: от $0,3-0,4$ °C/100 м (Западная Гренландия, Исландия) до $0,7-0,8$ °C/100 м на Кавказе (Рыбак и др., 2015) и в Альпах (Морозова, Рыбак, 2017) либо считаются постоянной величиной для всех ледников мира ($0,65$ °C/100 м в модели OGGM (Maussion et al., 2019)).

Данные количества осадков для каждого ледника обычно берут из узла пространственной сетки модельных климатических данных – ближайшей к центральной координате ледника. Изменение суммы осадков с высотой оценивается с использованием

вертикального градиента осадков (Котляков, 1968; Shannon et al., 2019; Морозова, Рыбак, 2017; Radić, Hock, 2011) и/или поправочного коэффициента (Maussion et al., 2019) (см. таблицу 2). Последний представляет собой, по сути дела, глобальную поправку на орографические осадки, лавинное питание и метелевый перенос (Maussion et al., 2019). Исключение – модель OGGM, в которой вертикальный градиент осадков не рассчитывается и поле осадков считается однородным. Чтобы различать твёрдые и жидкие осадки, используют пороговую температуру воздуха (threshold temperature) от 0 до 3 °C (см. таблицу 3). Возможно, целесообразнее использовать разную пороговую температуру для разного климата (выше для континентального климата, чем для морского) (Jennings et al., 2018).

Моделирование энергетического баланса сложнее из-за количества исходных данных. Например, в модели JULES в отличие от используемого в масс-балансовых блоках GloGEM, GloGEMflow и OGGM индексно-температурного метода применяется энергобалансовый, где в качестве входных переменных необходимы: скорость ветра, влажность воздуха, баланс длинно- и коротковолновой радиации, атмосферное давление (Shannon et al., 2019). Во многих ГГМ значения некоторых климатических параметров, необходимых для получения более точных условий на леднике (например, поправки на температуру и осадки (Huss, Hock, 2015; Huss, Hock, 2018)), определяют в ходе калибровки масс-балансового блока.

2.8.2. Инициализация¹⁶

Ключевой аспект прогнозирования потери массы ледников на ГГМ с динамическим блоком связан с определением начального состояния модели. Таким образом, существует проблема инициализации модели ледника, которая решается разными способами. Прежде чем выполнить эксперимент с требуемыми климатическими данными, необходимо, как правило, привести модель в равновесие с заданным климатом. Однако ледники практически никогда не находятся в равновесии с климатом (Шумский, 1964). Поэтому использование равновесного состояния для инициализации ледника не позволяет должным образом учитывать прогнозную потерю массы, которая «накоплена» из-за неравновесия ледника с климатом в последние десятилетия (Pattyn, 2018). Так, инициализация модели GloGEMflow заключается в точном воспроизведении геометрии ледника на дату инвентаризации RGI (RGI Consortium, 2017). Сначала модель запускается для начальной конфигурации, при которой ледник отсутствует. Под действием климатических условий, соответствующих среднему балансу массы на 1961–1990 гг., происходит нарастание льда, и далее ледник эволюционирует до достижения

¹⁶ При подготовке данного раздела диссертации использованы следующие публикации, выполненные автором лично или в соавторстве, в которых, согласно Положению о присуждении ученых степеней в МГУ, отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

Постникова Т.Н., Рыбак О.О. Глобальные гляциологические модели: новый этап в развитии методов прогнозирования эволюции ледников. Часть 2. Постановка экспериментов и практические приложения // Лёд и Снег. 2022. Т. 62. № 2. С. 287-304. <https://doi.org/10.31857/S2076673422020133>. Личный вклад автора 80%.

состояния равновесия к 1990 г. Затем ледник эволюционирует с 1990 г. до года инвентаризации (примерно 2003 г. для большинства ледников в Альпах в RGI) при соответствующем климате. Реологический параметр A подбирается таким образом, чтобы полученная геометрия ледника наиболее близко совпала с данными RGI (объем и длина модельного ледника должны совпасть с инвентаризованными с точностью до 1%). Такая процедура инициализации предполагает, что в 1961–1990 гг. ледник был в равновесии с климатом, что, разумеется, относится к неочевидному допущению. Отметим, что инициализация в GloGEMflow проводилась примерно за десятилетний период (с 1990 г. до года инвентаризации RGI), что позволило обойти проблему неединственности исходного состояния ледника, приводящую к «правильной» геометрии ледника на дату инвентаризации (Eis et al., 2019).

Для моделирования прошлых состояний ледников в ГГМ до настоящего времени использовалась инициализация, аналогичная для моделирования будущих состояний. Например, инициализация модели в работе Marzeion et al. (2012) проведена таким образом, чтобы при заданной начальной площади ледника в прошлом в результате прогона модели до момента инвентаризации площадь ледника была близка к измеренным значениям. Однако в исследовании Eis et al. (2019) показано, что моделирование прошлого на основании калибровки современными данными – некорректная задача. Это означает, что существует несколько начальных конфигураций ледника в прошлом, которые в результате моделирования сходятся к одному и тому же состоянию ледника на момент инвентаризации.

Альтернативный подход состоит в том, чтобы начинать моделирование с года инвентаризации. Это связано с тем, что ледники находятся далеко от состояния равновесия. Следовательно, прогностические изменения площади и объема, по сути, отражают реакцию ледника не только на текущие и будущие, но и на прошлые колебания климата (Zekollari et al, 2020a, Shahgedanova et al., 2020). Такой подход может быть оправдан, например, если цель исследования – сравнить эволюцию ледников при различных климатических сценариях, каждый из которых имеет очень похожие фоновые климатические условия, и, следовательно, прошлое изменение геометрии ледника одинаково или похоже для каждого климатического сценария (Shahgedanova et al., 2020).

2.8.3. Калибровка масс-балансового блока¹⁷

Калибровка параметров модели требуется во всех ГГМ (к ним относятся поправки для температуры воздуха и осадков, предназначенные для коррекции климатических данных для условий конкретного ледника, коэффициенты градусо-дней для снега и льда f_{snow}, f_{ice} либо настройки в радиационном блоке и т.д.). Калибровка необходима по двум причинам: во-первых, требуется как можно более аккуратное описание метеорологических условий на конкретном леднике; во-вторых, ГГМ не предназначена для детального описания сложных процессов энергообмена каждого из нескольких тысяч ледников. Именно поэтому калибровка масс-балансового блока неразрывно связана с даунскейлингом климатических данных (см. таблицу 2). Как правило, наборы параметров получают путём максимизации соответствия между результатами моделирования и наблюдениями, например, временных рядов ежегодных и сезонных изменений массы отдельных ледников, усреднённых по площади (WGMS, 2017) или интегрированных во времени многолетних изменений массы отдельных ледников или ледников по регионам (Cogley, 2009; Scherler et al., 2011; Gardelle et al., 2013; Gardner et al., 2013; Zemp et al., 2019; Shean et al., 2020). Однако глобальные базы данных охватывают горные регионы мира крайне неравномерно (Zemp et al., 2015) и качество этих данных сильно варьирует. Для некоторых горных стран целесообразно с целью калибровки модели использовать независимые региональные оценки геодезического баланса (как, например, для Высокогорной Азии (Rounce et al., 2020b)). Чаще всего в ГГМ для калибровки используются данные геодезического баланса массы, полученных на основе спутниковых наблюдений (например, Braun et al., 2019; Brun et al., 2017; Hugonnet et al., 2021).

Методы калибровки масс-балансового блока отличаются по уровню сложности. В GloGem и RuGEM калибруются схожие параметры: поправочный коэффициент k_p , выполняющий функцию приспособления климатических данных под особенности конкретного ледника (локальные топографические эффекты, дождевая тень и т.п.); коэффициенты градусо-дней f_{snow}, f_{ice} , которые переводят количество дней с положительной температурой в слой стаявшего снега или льда; температурная поправка T_{bias} неточностей, вызванных недостаточным пространственным разрешением климатических данных. При этом в GloGEM используется простая трёхшаговая процедура калибровки: сначала калибруется

¹⁷ При подготовке данного раздела диссертации использованы следующие публикации, выполненные автором лично или в соавторстве, в которых, согласно Положению о присуждении ученых степеней в МГУ, отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

Постникова Т.Н., Рыбак О.О. Глобальные гляциологические модели: новый этап в развитии методов прогнозирования эволюции ледников. Часть 2. Постановка экспериментов и практические приложения // Лёд и Снег. 2022. Т. 62. № 2. С. 287-304. <https://doi.org/10.31857/S2076673422020133>. Личный вклад автора 80%.

параметр k_p ; потом, если отклонения от данных баланса массы из WGMS остаются большими, калибруется параметр f_{snow} ; если второй шаг не даёт хорошего результата, то систематически сдвигается значение температуры T_{bias} .

Калибровка GloGEM основывается на региональных оценках. Параметры подбираются так, чтобы баланс массы каждого отдельного ледника соответствовал среднему балансу массы по региону в течение одного и того же многолетнего периода времени, т.е. для каждого ледника подбирается свой набор параметров. В других работах (Radić et al., 2014), где используются региональные оценки баланса массы, применяется иной подход: сумма модельных балансов массы всех отдельных ледников должна соответствовать наблюдаемому изменению массы в масштабах региона за тот же период. В этом случае балансы массы отдельных ледников могут быть нереалистичными при том, что суммарный модельный баланс массы находится в соответствии с измерениями (Huss, Hock, 2015).

В *PyGEM* для определения значений набора параметров модели θ и соответствующих им неопределённостей для каждого ледника применяется байесовский подход. Суть его следующая: если информация о значении параметра отсутствует, то это значение может быть описано, исходя из закона распределения, заданного *a priori*. Наличие наблюдений приводит к распределению значений неизвестного параметра *a posteriori*. Средние значения и функции распределения вероятности неизвестных параметров $\tilde{\theta} = [k_p, f_{snow}, T_{bias}]$ в модели *PyGEM* и $F(\theta)$ определяются из данных балансов массы с помощью теоремы Байеса и метода Монте-Карло по схеме марковской цепи. Этот алгоритм (расчётная схема) позволяет по исходным наблюдениям и априорному распределению получить большую выборку из апостериорного распределения. Процесс вычислений состоит в следующем. На вход расчётной схемы подаётся модель $F(y|\theta)$, которая описывает данные y , и априорное мнение о неизвестных параметрах θ , а на её выходе получается выборка $\tilde{\theta}_1, \tilde{\theta}_2, \tilde{\theta}_3, \dots$, задающая апостериорное распределение. В *PyGEM* по методу, схожему с калибровочной процедурой *GloGEM*, получают априорные распределения параметров $p(\theta)$, причём предполагается, что T_{bias} имеет нормальное, а k_p — гамма-распределение. Согласно теореме Байеса, можно совершить переход от априорных знаний о параметрах модели к апостериорным с учётом наблюдаемых данных y :

$$p(\tilde{\theta}) = p(\theta|y) = \frac{p(y|\theta)p(\theta)}{p(y)}.$$

На практике определить характеристики апостериорного

распределения аналитически сложно. Метод Монте-Карло по схеме марковской цепи позволяет обойти эту проблему, создавая цепочку наборов параметров модели, которая

формируется путём итеративной выборки комбинаций параметров модели из апостериорного распределения (Rounce et al., 2020b). Таким образом, появляется возможность постепенно исследовать функции распределения, где каждое последующее значение определённым способом зависит от предыдущего, фактически представляя собой марковскую цепь. Наборы параметров модели, которые хорошо согласуются с наблюдаемыми балансами массы, принимаются чаще, чем те, которые плохо согласуются (алгоритм Метрополиса–Гастингса (Berg, 2005)).

Теория, лежащая в основе методов Монте-Карло и марковских цепей, состоит в том, что, если цепь достаточно длинная, т.е. выполняется достаточное количество итераций, то она будет сходиться к уникальному стационарному распределению и параметры модели в цепочке будут из совместного апостериорного распределения (Rounce et al., 2020b). Другими словами: если цепочки достаточно длинные, то мы можем быть уверены, что полученные наборы параметров отражают истинное распределение потенциальных наборов параметров модели на основе наблюдений и предшествующей информации. Описанный подход, на наш взгляд, имеет большие перспективы для калибровки модельных параметров, поскольку он предполагает генерирование распределения оптимального набора параметров на основе инструментальных наблюдений за балансом массы. В модели PyGEM вместо одного возможного набора параметров, как в GloGEM, получается, по крайней мере, сто возможных наборов параметров (Rounce et al., 2020b). На основании этих наборов проводится 100 симуляций. Это позволяет оценить неопределённости, связанные с выбором набора параметров.

2.8.4. Проблема неидентифицируемости параметров модели¹⁸

Интерпретация результатов численных экспериментов при использовании любой ГГМ предполагает учёт потенциальной неидентифицируемости параметров модели: существует бесконечное число наборов параметров, которые будут давать точное совпадение между моделируемым и наблюдаемым балансом массы. Иными словами – модель перегружена параметризуемыми переменными из-за недостатка наблюдений (Rounce et al., 2020b; Renard et al., 2010). Рассмотрим пример, как неидентифицируемость может влиять на прогнозы изменения массы ледников и ледникового стока. Пусть существуют два набора параметров модели T_{bias} и k_p , при которых модельный баланс массы одинаково согласуется с

¹⁸ При подготовке данного раздела диссертации использованы следующие публикации, выполненные автором лично или в соавторстве, в которых, согласно Положению о присуждении ученых степеней в МГУ, отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

Постникова Т.Н., Рыбак О.О. Глобальные гляциологические модели: новый этап в развитии методов прогнозирования эволюции ледников. Часть 2. Постановка экспериментов и практические приложения // Лёд и Снег. 2022. Т. 62. № 2. С. 287-304. <https://doi.org/10.31857/S2076673422020133>. Личный вклад автора 80%.

наблюдением: первый – это более высокие значения T_{bias} и k_p , т.е. более тёплый и влажный климат; второй – более низкие значения T_{bias} и k_p , т.е. более холодный и сухой климат. Современный баланс массы ледников при этих наборах параметров будет одинаковым, и прогнозы также могут быть одинаковыми, хотя возможны и незначительные различия, вызванные влиянием гипсометрии ледника на его отступление. При этом различия для моделируемого стока ледников, вероятно, будут значительными. За счёт использования в модели «влажного» и «тёплого» набора параметров будет генерироваться большее количество осадков и больший объём таяния, что приведёт к большему объёму стока, в то время как более «сухой» и «холодный» набор параметров даст значительно меньший его объём (Rounce et al., 2020b). В связи с этим будет полезной калибровка с учётом наблюдений за ледниковым стоком (которые, заметим, весьма редки).

2.8.5. Применение методики латинского гиперкуба к организации численных экспериментов¹⁹

Отдельного упоминания заслуживает метод калибровки, представленный в модели JULES, где для организации серии численных экспериментов используется перспективный метод латинского гиперкуба (Shannon et al., 2019) — эффективного метода проверки реакции оледенения на множество различных комбинаций параметров, обеспечивающего достаточный охват параметрического пространства без необходимости тестирования всех возможных комбинаций (что было бы чрезвычайно затратно в вычислительном отношении). Путём изменения более одного параметра за раз (как и для любого метода многомерной выборки) метод латинского гиперкуба позволяет также оценить влияние каждого параметра на результат моделирования, принимая во внимание взаимодействие с другими параметрами (Stone et al., 2010).

Гиперкуб – это n -мерный квадрат, содержащий позиции выборки, где n – число параметров. Диапазон каждого из параметров делится на N равновероятных частей (одинаковых в случае равномерного распределения вероятностей для данного параметра), и выборка выполняется по одному разу из каждой части. Тогда гиперкуб считается латинским в том и только в том случае, если существует единственная выборка значений параметров в каждой строке и в каждом столбце. Следовательно, выборка латинского гиперкуба – это статистический метод генерации почти случайной выборки значений параметров из

¹⁹ При подготовке данного раздела диссертации использованы следующие публикации, выполненные автором лично или в соавторстве, в которых, согласно Положению о присуждении ученых степеней в МГУ, отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

Постникова Т.Н., Рыбак О.О. Глобальные гляциологические модели: новый этап в развитии методов прогнозирования эволюции ледников. Часть 2. Постановка экспериментов и практические приложения // Лёд и Снег. 2022. Т. 62. № 2. С. 287-304. <https://doi.org/10.31857/S2076673422020133>. Личный вклад автора 80%.

многомерного распределения, при котором каждый из её компонентов представлен полностью стратифицированным образом, независимо от того, какие компоненты могут оказаться важными (McKay et al., 1979).

В модели JULES (Shannon et al., 2019) калибруется семь параметров масс-балансового блока: четыре параметра для схемы изменения альбедо по мере уплотнения снега (альбедо льда и снега в видимой и инфракрасной части спектра); орографический градиент осадков и температуры; параметр масштабирования скорости ветра. Случайные комбинации параметров выбирались с использованием описанной здесь методики выборки латинского гиперкуба. В модели JULES к каждому из параметров применялись ограничения, которые выбирались из разных источников в соответствии с полевыми наблюдениями (Shannon et al., 2019). В результате получилось 198 комбинаций параметров, для каждой из которых модель JULES проходила процедуру инициализации в течение десяти модельных лет. Полученные значения баланса массы сравнивались с данными в WGMS по методу наименьших квадратов, и в результате была выбрана наиболее реалистичная комбинация параметров (Shannon et al., 2019).

2.8.6. Калибровка динамического блока²⁰

ГГМ с динамическим блоком очень чувствительны к изменению реологического параметра A (Maussion et al, 2019; Zekollari et al, 2019). При меньшем значении A лёд характеризуется меньшей ползучестью, и моделируемая толщина ледника в итоге получается больше. И наоборот, увеличение A приводит к меньшей толщине моделируемого ледника. Добавление в модель скольжения ледника по ложу также уменьшает толщину льда, так как и скольжение, и реология сильно влияют на объёмный расход льда.

Параметры скольжения f_s и вязкости A зависят от множества факторов, поэтому они не могут быть постоянны на глобальном уровне и требуют калибровки. В модели OGGM подобная калибровка стала возможна после выпуска (2021 г.) версии 1.4, при этом параметры калибруются на региональном уровне (<https://oggm.org/2021/02/18/oggm-v140/>). В модели GloGEMflow параметр динамики каждого ледника калибруется так, чтобы с точностью до 1% совпадали моделируемый и реальный объём каждого ледника на дату инвентаризации при предположении, что в 1990 г. ледник находился в равновесии с климатом (Zekollari et al., 2019). При этом применяется калибровка температурной поправки так, чтобы совпали реальная и

²⁰ При подготовке данного раздела диссертации использованы следующие публикации, выполненные автором лично или в соавторстве, в которых, согласно Положению о присуждении ученых степеней в МГУ, отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

Постникова Т.Н., Рыбак О.О. Глобальные гляциологические модели: новый этап в развитии методов прогнозирования эволюции ледников. Часть 2. Постановка экспериментов и практические приложения // Лёд и Снег. 2022. Т. 62. № 2. С. 287-304. <https://doi.org/10.31857/S2076673422020133>. Личный вклад автора 80%.

моделируемая длина ледника на дату инвентаризации. Для каждого ледника динамический блок модели калибруется индивидуально в связи с тем, что геометрические данные доступны для каждого ледника в отличие от данных баланса массы. Недостаток подобного подхода – параметры модели фактически подбираются таким образом, чтобы неравновесный ледник был в равновесии с климатом в 1990 г.

2.8.7. Валидация²¹

Для валидации ГГМ используют данные, не пересекающиеся с данными для калибровки. Считается, что лучшее покрытие изучаемого района данными для калибровки важнее, чем для валидации (Zekollari et al., 2019). Поэтому часто для валидации используют данные балансов массы ледников, измеренных гляциологическим методом, а для калибровки – геодезическим, так как их больше (Huss, Hock, 2018; Maussion et al., 2019; Zekollari et al., 2019; Huss, Hock, 2015). Например, в Альпах данные баланса массы, измеренные геодезическим методом, покрывают примерно 1500 ледников, т.е. больше 60% площади оледенения, в то время как полевых гляциологических измерений лишь несколько (Zekollari et al., 2019). Геодезические измерения баланса массы доступны и для других регионов – Высокогорной Азии (Shean et al., 2020; Brun et al., 2017), Южной Америки (Braun et al., 2019), что позволяет использовать их для калибровки ГГМ в применении к другим регионам. Новая база данных изменения массы ледников всего мира (Hugonnet et al., 2021) расширяет возможности калибровки ГГМ.

2.9. Некоторые приложения глобальных гляциологических моделей²²

Рассмотрим некоторые наиболее интересные и значимые результаты, полученные в последние годы в численных экспериментах с ГГМ.

²¹ При подготовке данного раздела диссертации использованы следующие публикации, выполненные автором лично или в соавторстве, в которых, согласно Положению о присуждении ученых степеней в МГУ, отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

Постникова Т.Н., Рыбак О.О. Глобальные гляциологические модели: новый этап в развитии методов прогнозирования эволюции ледников. Часть 2. Постановка экспериментов и практические приложения // Лёд и Снег. 2022. Т. 62. № 2. С. 287-304. <https://doi.org/10.31857/S2076673422020133>. Личный вклад автора 80%.

²² При подготовке данного раздела диссертации использованы следующие публикации, выполненные автором лично или в соавторстве, в которых, согласно Положению о присуждении ученых степеней в МГУ, отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

Постникова Т.Н., Рыбак О.О. Глобальные гляциологические модели: новый этап в развитии методов прогнозирования эволюции ледников. Часть 2. Постановка экспериментов и практические приложения // Лёд и Снег. 2022. Т. 62. № 2. С. 287-304. <https://doi.org/10.31857/S2076673422020133>. Личный вклад автора 80%.

2.9.1. Построение глобальных и региональных гляциологических проекций²³

В рамках одного из первых «глобальных» исследований на модели GloGEM (Huss, Hock, 2015), целью которых – уточнение потенциального вклада ледников в повышение среднего уровня Мирового океана, были построены гляциологические проекции всех ледников, включённых в базу RGI (RGI Consortium, 2017), в том числе периферийных ледников Гренландии и Антарктиды. Установлено, что ледники полярных регионов ($> 60^\circ$ с.ш./ю.ш.) доминируют в потенциальном вкладе в увеличение глобального уровня моря (ледниковые щиты в ГГМ не рассматриваются). Вклад ледников средних и низких широт относительно мал, хотя именно в этих регионах прогнозируется потеря большей части современного объёма льда к 2100 г. ($> 90\%$ для некоторых сценариев и регионов). Например, для Кавказа предсказаны потери льда от $70\pm 11\%$ при реализации сценария RCP2.6 и до $96\pm 3\%$ при RCP8.5. Это обстоятельство приведёт к изменению гидрологического режима на обширных территориях и, как следствие, снизит доступность воды на региональном уровне (Huss, Hock, 2018). Однако здесь не принимается во внимание экранирующая роль моренного чехла, учёт которой может существенно скорректировать результаты.

Результаты расчетов на различных ГГМ (Huss, Hock, 2015; Maussion et al., 2019; Zekollari et al., 2019; Rounce et al., 2020a; Shannon et al., 2019; Hirabayashi et al., 2013; Marzeion et al., 2012; Van de Wal, Wild, 2001; Radić et al., 2014; Giesen, Oerlemans, 2013; Slangen et al., 2012; Kraaijenbrink et al., 2017; Anderson, MacKintosh, 2012; Sakai, Fujita, 2017) в построении глобальных гляциологических проекций (без учёта покровных ледников) сравнивались в рамках проекта GlacierMIP (Hock et al., 2019). Большинство прогнозов сходится в том, что к 2100 г. в мире исчезнет менее половины современной площади ледников (от $18\pm 13\%$ современного оледенения при сценарии RCP2.6 до $36\pm 20\%$ при RCP8.5). Однако модели GlacierMIPII прогнозируют потерю более 85% льда в некоторых районах (Кавказ, Центральная Европа, Западная Канада и США, низкие широты) к 2100 г. при реализации сценария RCP8.5. Ход дегляциации в разных регионах зависит от начальной массы льда. В регионах с преобладанием крупных ледников (Антарктика и Субантарктика, Север Арктики и Канады) ожидается рост потерь массы в течение XXI в. в рамках сценария RCP8.5 (т.е. максимум дегляциации можно ожидать после 2100 г.), поскольку сохраняются относительно большие площади ледников, к которым применяется отрицательный баланс массы. В регионах с относительно небольшими ледниками (Западная Канада и США, Центральная Европа, Кавказ,

²³ При подготовке данного раздела диссертации использованы следующие публикации, выполненные автором лично или в соавторстве, в которых, согласно Положению о присуждении ученых степеней в МГУ, отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

Постникова Т.Н., Рыбак О.О. Глобальные гляциологические модели: новый этап в развитии методов прогнозирования эволюции ледников. Часть 2. Постановка экспериментов и практические приложения // Лёд и Снег. 2022. Т. 62. № 2. С. 287-304. <https://doi.org/10.31857/S2076673422020133>. Личный вклад автора 80%.

Новая Зеландия) прогнозируется замедление потери массы в течение текущего столетия, независимо от сценария RCP, поскольку либо площадь льда быстро сокращается (для RCP8.5), либо ледники стабилизируются по мере того, как они отступают в более высокий пояс (для RCP2.6) (Marzeion et al., 2020).

Среди региональных гляциологических проекций отметим работу, посвящённую будущему альпийских ледников, исследованных в экспериментах на GloGEMflow (Zekollari et al., 2019). В 2015–2050 гг. в Альпах около 50% объёма льда будет потеряно при любом сценарии RCP: во-первых, до 2050 г. различия в температуре воздуха для разных сценариев незначительны; во-вторых, часть потерь обусловлена тем, что ледники не находятся в равновесии с климатом и их объём сократился бы приблизительно на 40% даже при стабилизации современных климатических условий (Zekollari et al., 2020a). При реализации самого мягкого сценария RCP2.6 к 2100 г. ожидается сокращение объёма оледенения Альп на 2/3 от современного (2017 г.). В случае реализации наиболее экстремального сценария RCP8.5 большинство альпийских ледников исчезнет к концу текущего столетия.

Эксперименты с GloGEMflow, которая представляет собой модификацию модели GloGEM, наглядно показали важность учёта динамики ледника. Формализация в модели динамического горизонтального переноса льда из зоны аккумуляции в зону абляции привела к замедлению сокращения модельных ледников. В связи с этим возникает следующий вопрос: насколько надёжны прогностические оценки деградации оледенения и изменения режима ледникового стока на моделях, в которых не учитывается динамика ледников (Shannon et al., 2019) или учитывается слишком упрощённо (Huss, Hock, 2015)?

Подобно описанному здесь исследованию эволюции оледенения Альп были построены гляциологические проекции для Высокогорной Азии на модели PyGEM (Rounce et al., 2020a). Установлено, что в отличие от Альп деградация оледенения Высокогорной Азии будет протекать меньшими темпами: к концу века ледники потеряют от $29 \pm 12\%$ (RCP 2.6) до $67 \pm 10\%$ (RCP 8.5) своей общей массы по сравнению с 2015 г. Видимо, это объясняется тем, что ледники расположены на более значительных высотах и большая часть льда останется выше поднимающейся границы питания. В будущем здесь вероятнее достижение состояния равновесия (Rounce et al., 2020a; Huss, Hock, 2015). Парадоксально, но, несмотря на то, что в моделях KRA2017 (Kraaijenbrink et al., 2017), а также в Rounce et al. (2023) учитывается моренный чехол, полученные на них результаты эволюции ледников Высокогорной Азии хорошо согласуются с результатами моделирования на других ГГМ (Hock et al., 2019): например, с помощью модели PyGEM получены примерно такие же потери массы льда (Rounce et al., 2020a). Это можно объяснить тем, что в массив ледников, выбранных для калибровки данных моделей, попали и ледники, покрытые мореной. Следовательно, не

учитываемые явным образом поверхностные процессы теплообмена неявно компенсируются в ходе настройки моделей или требуется иное описание моренного блока, чем в этой модели.

2.9.2. Неточности глобальных и региональных гляциологических прогнозов²⁴

В рамках GlacierMIP (Marzeion et al., 2020) был проведён анализ неточностей глобальных гляциологических прогнозов, вызванных несовершенством гляциологической (1) и климатической (2) суб-моделей, неопределённостью в прогнозируемых климатических характеристиках (3) и естественными флуктуациями климата, не связанными с радиационным воздействием (4). В начале симуляции (условный 2015 г.) наибольший вклад в ошибку вносят гляциологические модели (около 50%), и в течение XXI в. эта неопределённость растёт. Однако неопределённости, связанные с климатическими моделями и сценариями, растут быстрее, и к концу XXI в. ошибка, связанная с будущим климатом, становится наибольшей. Таким образом, было показано, что, чем дальше в будущее уходит прогноз, тем меньше возможность уменьшить его неопределённость за счёт улучшения гляциологической модели. Тем не менее, уменьшение ошибки ГГМ может иметь большое значение для улучшения прогнозов в рамках первой половины XXI в. Относительный вклад разных источников неточностей зависит от региона: для одних регионов (Западная Канада и Америка, Северная Азия, низкие широты) в течение всего XXI в. преобладает ошибка гляциологической модели (1), для других (Исландии) — ошибка климатической модели (2).

2.9.3. Прогнозирование изменений ледникового стока²⁵

В горных и предгорных регионах сток рек в значительной степени зависит от состояния горных ледников. Ледниковый сток, который в пиковые месяцы абляции может составлять более половины общего стока горных рек (Barnett et al., 2005), стабилизирует гидрологический режим и обеспечивает устойчивое водоснабжение в регионе. Долгосрочный прогноз эволюции параметров горного оледенения актуален для расчётов характеристик речного стока в условиях, когда региональный климат меняется. Например, модель GloGEM была использована для прогноза изменений стока рек в 56 речных бассейнах. Авторы подтвердили широко известное обстоятельство (Jansson et al., 2003; Rets et al., 2020): объём модельного

²⁴ При подготовке данного раздела диссертации использованы следующие публикации, выполненные автором лично или в соавторстве, в которых, согласно Положению о присуждении ученых степеней в МГУ, отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

Постникова Т.Н., Рыбак О.О. Глобальные гляциологические модели: новый этап в развитии методов прогнозирования эволюции ледников. Часть 2. Постановка экспериментов и практические приложения // Лёд и Снег. 2022. Т. 62. № 2. С. 287-304. <https://doi.org/10.31857/S2076673422020133>. Личный вклад автора 80%.

²⁵ При подготовке данного раздела диссертации использованы следующие публикации, выполненные автором лично или в соавторстве, в которых, согласно Положению о присуждении ученых степеней в МГУ, отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

Постникова Т.Н., Рыбак О.О. Глобальные гляциологические модели: новый этап в развитии методов прогнозирования эволюции ледников. Часть 2. Постановка экспериментов и практические приложения // Лёд и Снег. 2022. Т. 62. № 2. С. 287-304. <https://doi.org/10.31857/S2076673422020133>. Личный вклад автора 80%.

годового ледникового стока продолжает расти до тех пор, пока не будет достигнут максимум, после которого неизбежно его снижение. Однако происходит это только приблизительно в половине исследованных бассейнов, в остальных бассейнах этот переломный момент уже пройден. Например, ледники в бассейне Кубани, вероятно, уже прошли этот пик (Rets et al., 2020). Достижение максимума стока спрогнозировано позднее в бассейнах рек с более крупными ледниками и более высокой долей оледенения. Как правило, объём ледникового стока будет расти в начале лета, но сокращаться в его конце по сравнению с современным. Хотя большая часть из 56 исследованных в работе (Huss, Hock, 2018) бассейнов покрыта льдом менее, чем на 2%. К 2100 г. в одной трети из них может наблюдаться уменьшение стока более чем на 10% из-за потери ледниковой массы, как минимум, за один месяц сезона таяния, с наибольшим сокращением в Центральной Азии и Андах.

Детали будущих изменений стока на региональном уровне – в Альпах – исследованы на модели GloGEMflow (Brunner et al., 2019). Акцент сделан на так называемых экстремальных гидрологических ситуациях, связанных как с высокой, так и с низкой водностью. Ожидается, что в районах с преобладанием ледникового питания рек изменения средних значений расхода воды в будущем будут умеренными и не превысят 30%. Однако будущий максимум и особенно минимум экстремального стока будут отличаться от современных. Минимальный расход воды увеличится за счёт большего накопления зимних осадков. Максимальный же расход уменьшится из-за сокращения количества поступающей талой воды.

В большинстве речных бассейнов с муссонным питанием (Ганг, Брахмапутра) ледниковый сток достигнет максимума до 2050 г., в то время как в бассейне р. Инд и других речных бассейнах, где наблюдается увеличение зимней аккумуляции за счёт западных ветров, пиковый расход воды будет, вероятно, достигнут после 2050 г. (Huss, Hock, 2018). В этой работе вводится понятие избыточной талой воды – стока, вызванного чистой потерей массы ледника. При сценариях с более высоким радиационным воздействием пиковый расход воды задержится из-за увеличения избыточного таяния ледников, в то время как сценарии с более низким RCP позволят многим ледникам приблизиться к новому равновесию, и в результате ледниковый сток в начале XXI в. (2020 г. при RCP2.6) сократится.

2.9.4. Палеогляциологическое моделирование²⁶

Помимо решения прогностических задач, ГГМ используют для моделирования прошлых состояний оледенения. Наиболее масштабным как по временному, так и по

²⁶ При подготовке данного раздела диссертации использованы следующие публикации, выполненные автором лично или в соавторстве, в которых, согласно Положению о присуждении ученых степеней в МГУ, отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

Постникова Т.Н., Рыбак О.О. Глобальные гляциологические модели: новый этап в развитии методов прогнозирования эволюции ледников. Часть 2. Постановка экспериментов и практические приложения // Лёд и Снег. 2022. Т. 62. № 2. С. 287-304. <https://doi.org/10.31857/S2076673422020133>. Личный вклад автора 80%.

пространственному охвату было исследование эволюции 412 ледников из 16 регионов RGI (кроме Канадской Арктики и Антарктиды), начиная с 850 г. на модели OGGM (Parkes, Goosse, 2020). Авторы применяли «наивный» (терминология авторов) подход для калибровки модели с помощью современных данных (Maussion et al., 2019). Для валидации использовали наблюдения за длиной ледников (Leclercq et al., 2014), большая часть которых берёт начало после 1850 г., а самые старые наблюдения датируются 1530 г. Некоторые из шести использованных климатических моделей позволили получить правдоподобную картину эволюции ледников в течение тысячелетия в некоторых регионах (Аляска, Западная Канада и США, периферия Гренландии, Скандинавия, Центральная Европа и Центральная Азия). Авторы делают вывод, что OGGM – в используемой ими конфигурации и в тысячелетнем масштабе времени – не может достаточно точно воспроизвести особенности эволюции отдельных ледников в количественном выражении, однако OGGM удаётся уловить качественную реакцию на достаточно крупномасштабные климатические тенденции в региональном масштабе (Parkes, Goosse, 2020).

Исследование Marzeion et al. (2012) охватило намного более короткий промежуток времени, с 1850 г., и было сфокусировано главным образом на эволюции оледенения в XX в. Установлено, что самые большие потери массы льда происходили в 1930-х годах (до 2,5 мм эквивалента уровня моря в год). После этого скорость потерь уменьшалась вплоть до 1970-х годов (до 0,5 мм эквивалента уровня моря в год). С тех пор скорость потерь массы увеличивается (до 1 мм эквивалента уровня моря в год). Точность модельных палеореконов на ГГМ ограничивается объективным препятствием: многие из ныне разделённых ледниковых объектов были в прошлом частью крупных комплексов. Поскольку в ГГМ каждый объект рассматривается независимо от других, ледниковые комплексы прошлого не могут быть воспроизведены как один динамически связанный ледник ни одной из ГГМ. Вопрос, насколько важен этот фактор для оценки характеристик горного оледенения прошлого, остаётся открытым (Parkes, Goosse, 2020).

2.9.5. Исследование времени реакции ледников на климатические изменения²⁷

Очевидно, что геометрия ледников меняется в зависимости от флуктуаций климата. Их адаптация к меняющимся климатическим условиям происходит медленно. В результате длительного времени релаксации большинство ледников продолжали бы терять массу даже без дополнительного потепления (Zekollari et al., 2020a). Время релаксации ледников

²⁷ При подготовке данного раздела диссертации использованы следующие публикации, выполненные автором лично или в соавторстве, в которых, согласно Положению о присуждении ученых степеней в МГУ, отражены основные результаты, положения и выводы исследования: Постникова Т.Н., Рыбак О.О. Глобальные гляциологические модели: новый этап в развитии методов прогнозирования эволюции ледников. Часть 2. Постановка экспериментов и практические приложения // Лёд и Снег. 2022. Т. 62. № 2. С. 287-304. <https://doi.org/10.31857/S2076673422020133>. Личный вклад автора 80%.

колеблется от десятилетий до тысяч лет для ледников в морском (влажном и тёплом) и континентальном (сухом и холодном) климате соответственно. По-видимому, время релаксации зависит от климатических условий, а не от размера ледника: может расти по мере увеличения площади ледника (например, на островах Канадского Арктического архипелага и на Шпицбергене), практически не изменяться (Северная Скандинавия, Южная Норвегия и Альпы) или даже уменьшаться (Кавказ и Новая Зеландия) (Raper, Braithwaite, 2009).

Среднее время релаксации альпийских ледников, рассчитанное на модели GloGEMflow, составляет 50 ± 28 лет (Zekollari et al., 2020a). Подтверждён вывод работы Raper, Braithwaite (2009) о том, что площадь/объём ледников действительно не влияет на время релаксации. Последнее определяется, прежде всего, уклоном ледника, а также диапазоном высот и градиентом баланса массы. Ледники с большим уклоном способны эффективно переносить массу и быстро адаптироваться к изменению климата, а значит, имеют более короткое время релаксации. Ледники с большим градиентом баланса массы также способны реагировать быстрее на климатические изменения.

2.10. Основные проблемы и перспективы развития²⁸

Ключевая проблема применения ГГМ заключается в труднодоступности или неточности в необходимых исходных данных. Почти все ГГМ используют базу данных RGI. Однако в RGI отображены не все ледники, очертания некоторых из них искажены или ошибочны (Hock et al., 2019; Tielidze, Wheate, 2018). В RGI часто попадают данные, относящиеся к разному времени, они также могут быть устаревшими и неактуальными, а некоторые ледники разделены неправильно (Maussion et al., 2019). Так, многие из ледников Восточного и Западного Кавказа обозначены лишь номинально (в виде кругов), для Центрального Кавказа RGI содержит множество неточностей, а 40 ледников не вошли в базу данных даже номинально (Tielidze, Wheate, 2018). Поэтому для региональных исследований целесообразнее использовать более точные региональные инвентаризации ледников: например, GAMDAM для Высокогорной Азии (Sakai, Fujita, 2017), базу данных ИГ РАН для Кавказа (<https://sites.google.com/view/glaciersrussia/ледниковые-районы/кавказ>). Однако в этом случае сравнение с глобальными модельными экспериментами будет затруднено, так как основная используемая база данных — это RGI. Объём и толщина льда из RGI содержат большую ошибку (Maussion et al., 2019). При этом рассчитанные на ГГМ потери льда к 2100 г. очень чувствительны к его начальному объёму. В работе Huss, Hock (2015) чувствительность ГГМ к

²⁸ При подготовке данного раздела диссертации использованы следующие публикации, выполненные автором лично или в соавторстве, в которых, согласно Положению о присуждении ученых степеней в МГУ, отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

Постникова Т.Н., Рыбак О.О. Глобальные гляциологические модели: новый этап в развитии методов прогнозирования эволюции ледников. Часть 2. Постановка экспериментов и практические приложения // Лёд и Снег. 2022. Т. 62. № 2. С. 287-304. <https://doi.org/10.31857/S2076673422020133>. Личный вклад автора 80%.

исходному объёму льда оценивалась путём вариации толщины на $\pm 30\%$ для каждого ледника и высотного пояса. Оказалось, что неточности оценки современного объёма льда почти линейно отражаются на результирующем вкладе в изменение уровня моря.

Дискуссии относительно перспектив развития ГГМ ведутся главным образом вокруг дальнейшего включения в модели физических процессов: ведёт ли это к улучшению результатов или лишь создаёт «шум» (https://oggm.org/framework_talk/#/3/4). Неопределённости, связанные с упрощённым описанием динамики ледников в ГГМ, трудно определить количественно, поскольку все существующие модели эволюции ледников – чрезмерно параметризованны из-за использования ограниченных калибровочных данных. Следовательно, даже, если конкретный процесс не включён или плохо представлен в модели, то параметры модели, вероятно, компенсируют его посредством калибровки.

Одно из направлений совершенствования ГГМ в ближайшее время — включение алгоритмов, описывающих теплообмен моренного чехла с атмосферой и ледником, а также эволюцию моренного покрытия во времени (например, как в Anderson, Anderson (2016), Verhaegen et al. (2020), см. рис. 5). При этом, хотя чувствительность к потеплению покрытых мореной ледников меньше, чем предполагалось ранее, реакция этих ледников на потепление может усиливаться за счёт динамического отступления путём откалывания айсбергов в прогляциальные озёра – процесс, который происходит во многих горных странах (Anderson, MacKintosh (2012), но в ГГМ освещён слабо (Marzeion et al., 2020).

Ледниковые купола и поля в RGI разделены на отдельные динамические объекты. Геометрия ледяных шапок часто нетривиальна. Например, OGGM воспроизводит их динамику не совсем реалистично, особенно в зонах ледоразделов (Maussion et al., 2019). Таким образом, следующий шаг в развитии глобальных моделей – включение 2D- или 3D-моделей (SIA) ледниковых куполов и полей. Уже сейчас идёт разработка трёхмерных ГГМ (Zekollari et al., 2020b; <https://www.nat.fau.eu/2020/09/07/erc-starting-grant-for-glacier-research/>). Они должны улучшить воспроизведение динамики ледниковых куполов, фронтальной абляции (откалывание айсбергов) и эволюции моренного чехла ледников.

Отметим, что усложнение ГГМ возможно до какого-то предела, после которого они потеряют свое основное преимущество — вычислительную эффективность. Возможно, одним из перспективных направлений может стать стохастический подход, в основе которого лежит идея о том, что инерционная система (в нашем случае — ледник), управляемая быстро флуктуирующими воздействиями (в нашем случае — климатические характеристики), способна находиться в равновесии, которое основано на балансе медленных изменений и накопленных случайных воздействий (Kislov, Morozova, 2016; Kislov, Глазовский, 2019). Несмотря на то, что исходная модель динамики ледника детерминированно основана на

физическом законе сохранения массы льда, модель изменения длины ледника может быть интерпретирована как стохастическая (Kislov, Morozova, 2016; Кислов, Глазовский, 2019). С математической точки зрения, температуру или высоту границы питания можно рассматривать как белый шум, а изменение длины аналогично броуновскому движению вокруг положения равновесия. Междекадные изменения (тренд) оказались независимы от межгодовых флуктуаций, т.е. их можно накладывать друг на друга (Кислов, Глазовский, 2019). Эта модель была успешно применена к отдельным ледникам – оканчивающимся морем (Кислов, Глазовский, 2019) или сушей (Kislov, Morozova, 2016). В перспективе будет возможно включение стохастического уравнения динамики в ГГМ.

Замечательная черта глобальных гляциологических моделей – унификация архитектуры, что позволяет «собирать» новые конструкции из отдельных блоков разных моделей. Например, в работе Rounce et al. (2023) динамический блок OGGM использован совместно с масс-балансовым блоком PyGEM. Вместе с тем постепенно унифицируются и согласовываются форматы исходных данных.

2.11. Выводы из главы 2²⁹

В главе 2 были рассмотрены предпосылки возникновения и особенности архитектуры глобальных гляциологических моделей, а также вопросы, связанные с постановкой численных экспериментов на глобальных гляциологических моделях, наиболее интересные результаты их применения и перспективы их развития. В последнее десятилетие сделан большой шаг вперёд в моделировании оледенения в глобальном масштабе. Значительный прогресс в технологиях дистанционного зондирования способствовал появлению новых баз данных изменения ледников с беспрецедентным охватом и временным разрешением (Zemp et al., 2015; Zemp et al., 2019; Brun et al., 2017; Braun et al., 2019). Основываясь на доступности баз данных ледников в глобальном масштабе и разработке эффективных с вычислительной точки зрения методов моделирования долинных ледников, ГГМ позволяют воспроизводить эволюцию оледенения горных стран и всего мира. Как правило, глобальные гляциологические модели содержат блок обработки климатических данных для условий каждого отдельного ледника, масс-балансовый и динамический блоки. Для каждого блока возможен выбор в пользу более или менее простой модели, любая из которых содержит параметры, которые требуют

²⁹ При подготовке данного раздела диссертации использованы следующие публикации, выполненные автором лично или в соавторстве, в которых, согласно Положению о присуждении ученых степеней в МГУ, отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

Постникова Т.Н., Рыбак О.О. Глобальные гляциологические модели: новый этап в развитии методов прогнозирования эволюции ледников. Часть 1. Общий подход и архитектура моделей // Лёд и Снег. 2021. Т. 62. № 2. С. 620-636. <https://doi.org/10.31857/S2076673421040111>. Личный вклад автора 80%.

Постникова Т.Н., Рыбак О.О. Глобальные гляциологические модели: новый этап в развитии методов прогнозирования эволюции ледников. Часть 2. Постановка экспериментов и практические приложения // Лёд и Снег. 2022. Т. 62. № 2. С. 287-304. <https://doi.org/10.31857/S2076673422020133>. Личный вклад автора 80%.

калибровки на стадии инициализации в соответствии с имеющимися данными баланса массы и геометрии ледников.

При использовании глобальных гляциологических моделей нужно учитывать ряд неточностей и упрощений: данные очертаний ледников из RGI все еще содержат большое количество ошибок; неточности, неизбежные при получении начального объема льда с помощью методов инверсии, оказывают большое влияние на прогнозные оценки (Huss, Hock, 2015); инициализация модели, как правило, требует допущений о стационарности ледников на определенный момент времени; климатические данные, которые можно использовать в региональном и глобальном масштабе, имеют недостаточное разрешение для условий горных ледников; модель переноса льда, даже если она основана на уравнениях динамики вдоль осевой линии, не подходит для ледяных куполов. Тем не менее, хотя применение глобальных гляциологических моделей для отдельных ледников нецелесообразно в силу перечисленных проблем, по закону больших чисел на региональном уровне ГГМ дают меньшую ошибку.

Новые базы данных предоставляют уникальные возможности для лучшей калибровки параметров, а также валидации глобальных моделей ледников, тем самым дополнительно снижая неопределённости проекций. Недавние достижения в систематических наблюдениях за изменением высоты (Shean et al., 2020; Brun et al., 2017, Hugonnet et al., 2021) и скоростями движения ледников (Dehecq et al., 2019), которые могут быть объединены с оценками толщины льда (Farinotti et al., 2019) и моренного покрова (Rounce et al., 2021), позволяют точнее оценивать баланс массы (Brun et al., 2018; Rounce et al., 2018) и потенциально минимизируют проблему чрезмерной параметризации в ближайшем будущем.

В перспективе, при доступности достаточной вычислительной мощности, возможно трехмерное моделирование ледников всего мира в приближении тонкого льда. Это позволило бы добавить в ГГМ модель откалывания айсбергов, которая отсутствует в большинстве глобальных гляциологических моделей. Фронтальная абляция существенна для ледников Арктики, которые имеют максимальное влияние на изменение уровня моря среди ледников RGI (Huss, Hock, 2015). При наличии базы данных моренного покрытия ледников в ближайшие годы в ГГМ будет добавлена упрощенная схема для расчета эволюции моренного чехла, который влияет на баланс массы ледников (Рис. 5).

Проекты, нацеленные на сравнение моделей, среди которых — GlacierMIP (Hock et al., 2019), могут помочь установить источники неопределённости и оценить их количественно. Однако пока модели чрезмерно параметризованы, будет по-прежнему сложно оценить относительную важность включения в модель конкретного физического процесса, поскольку схемы калибровки могут компенсировать его отсутствие или упрощённое представление. Этот вопрос касается динамики ледников, моренного чехла, лавинного питания и любых других

физических процессов, которые могут отсутствовать или плохо отражаться в моделях. Дальнейшая работа может быть направлена на количественную оценку воздействия моренного чехла ледников на прогнозы изменения массы ледников и стока. Для этого типа анализа требуются оценки толщины морены, позволяющие выделить толстый слой моренного чехла (Rounce et al., 2018; Rounce et al., 2021), и усовершенствованные динамические модули ГГМ (Maussion et al., 2019; Zekollari et al., 2019), которые могут симулировать обратную связь между пространственными вариациями таяния под моренном чехлом и снижением движущих напряжений (Anderson, Anderson, 2016; Anderson, Anderson, 2018).

ГЛАВА 3. ЭЛЕКТРОФИЗИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ «ХОЛОДНОГО» ЛЕДНИКА³⁰

Как было отмечено в главе 2, входные данные мощности ледников являются ключевыми для получения реалистичных результатов при моделировании динамики оледенения (Huss et al., 2014; Van Tricht et al., 2023). При этом прямые измерения мощности ледников Северного Кавказа в «холодных» зонах в области аккумуляции зачастую невозможны из-за сложных природных условий. В связи с этим становится актуальным применение дистанционного зондирования толщины ледников.

Наиболее точную информацию о ледниках дают прямые методы исследования, которые позволяют наблюдать деформацию и подвижки ледового покрова, проводить натурные измерения толщины льда, замер плотности, солёности и иных его характеристик в высверленных специальным образом образцах льда — кернах. Районы Земли, покрытые льдами, часто труднодоступны для человека, что осложняет сбор данных о происходящих в них процессах прямыми методами. Техническое оснащение работы гляциологов позволило проводить многие измерения с привлечением косвенных методов, например, восстанавливать характеристики льдов по характеру взаимодействия с ними электромагнитных полей, в частности, по отражению волн радиодиапазона. Косвенные методы условно можно разделить на контактные, при которых радиоисследование льдов проводится с их поверхности, и дистанционные, для которых радиоаппаратуру устанавливают на аэро- или космические носители. Контактные методы позволяют проведение многократных и более детальных измерений в отдельно выделенном районе, а дистанционным исследованиям доступны одновременно обширные территории. Измеряемой величиной является отраженный радиосигнал: если спектр падающего радиосигнала имел вид $S(f)$, спектр отраженного будет равен $R(f)S(f)$, где комплексная функция $R(f)$ называется коэффициентом отражения радиоволн, именно он несет информацию о свойствах отражающей среды (Skolnik, 1970). Функция $R(f)$ зависит от диэлектрической проницаемости льда, которая, в свою очередь, связана с его кристаллической структурой, объемом входящих в него солей, процентным содержанием воды, шероховатостью поверхности и наличием на ней снега, природой и состоянием подложки, толщиной слоя. В общем случае диэлектрическая проницаемость природных сред - функция комплексная и зависит от частоты электромагнитного поля,

³⁰ При подготовке данного раздела диссертации использованы следующие публикации, выполненные автором лично или в соавторстве, в которых, согласно Положению о присуждении ученых степеней в МГУ, отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

Юшкова О.В., Дымова (Постникова) Т.Н. Особенности электрофизических свойств «холодных» ледников // Всероссийские открытые Армандовские чтения. Современные проблемы дистанционного зондирования, радиолокации, распространения и дифракции волн. 2020. С. 134-140. Личный вклад автора 30%. При этом использованные фрагменты текста из публикации посвящены методике исследования и писались лично автором.

взаимодействующего со средой, причем разные свойства среды проявляются в разных частотных диапазонах. Например, для исследования толщины ледника и свойств его ложа предпочтительно применение длинных волн, а для исследования рельефа ледника необходимы короткие. Казалось бы, для дистанционных методов, особенно при размещении аппаратуры на космических аппаратах (КА), наиболее оптимальной является радиоаппаратура, работающая в низкочастотном диапазоне, однако использование длинных радиоволн для исследования земных покровов из космоса имеет ограничения. Во-первых, земная ионосфера не для всех радиоволн является прозрачной. Во-вторых, мощность излучаемых сигналов ограничивается требованиями электромагнитной совместимости с чувствительной служебной аппаратурой КА. Кроме того, для генерации и приема длинноволновых радиосигналов применяются антенные системы, линейные размеры которых составляют от четверти до половины длины используемых волн, поэтому размещение на аэрокосмических носителях массивных антенн технически затруднено. Этот факт заставляет использовать сложные схемы радиозондирования и/или обработки результатов измерений - например, синтезирование апертуры (SAR). Так прибор SIRAL-2 (SAR/Interferometric Radar Altimeter-2), размещенный на КА Европейского космического агентства "CRYOSAT-2" и предназначенный для оценки ледовой обстановки на Земле и прогноза ее изменения, работает в режиме излучения и приема одиночного импульса над материками и в режиме SAR над морскими акваториями на частоте 13.575 ГГц (Wingham et al., 2006). А георадары, используемые для исследования ледников контактными методами, даже наиболее перспективные, работают в двух частотных диапазонах. Низкочастотный диапазон обычно выбирается из полосы 20-25 МГц, а высокочастотный - из интервала 200 - 600 МГц (Глазовский, Мачерет, 2014), что на два порядка ниже сигналов космических радаров.

Об адекватности оценки состояния ледового покрова в целом можно говорить только тогда, когда результаты измерений его характеристик контактными и дистанционными методами совпадут. Однако до сих пор нет четкого понимания, на каких частотах какие именно характеристики льдов могут быть обнаружены. Вполне возможно, что результаты исследований на разных частотах будут не совпадать, а дополнять друг друга в силу частотной зависимости диэлектрической проницаемости и проводимости снега, льда, и, особенно, воды. Наличие воды как компоненты льда и снега кардинально меняет физические свойства ледников и делит их на "теплые" и "холодные". В данной работе мы рассмотрим электрофизическую модель "холодного" ледника, как наиболее стабильного, и обсудим особенности его диэлектрических характеристик, обусловленные изменениями поверхностной температуры и частоты взаимодействующего электромагнитного поля. Данные результаты могут быть полезны для измерения толщины ледников Кавказа в

«холодных» зонах в области аккумуляции, где прямые измерения зачастую невозможны из-за близости российско-грузинской границы.

3.1. Теоретическая основа расчета коэффициента отражения радиоволн от слоя льда

При радиозондировании поверхности Земли с летящего на высоте H космического аппарата, зона отражения рассчитывается исходя из геометрического обзора поверхности и времени приема отраженного сигнала. Линейные размеры наиболее существенного для отражения района соизмеримы с несколькими зонами Френеля, первая из которых равна $\sqrt{H\lambda}$ где λ — длина радиоволны (Финкельштейн и др., 1994). Над ровным рельефом малость радиуса пятна отражения по сравнению с высотой летательного аппарата позволяет анализировать задачу зондирования льдов в приближении геометрической оптики. Часто это же приближение используют для интерпретации результатов зондирования льдов георадарами с поверхности (Трепов, 1970; Bentley, 1971). Так как и контактные, и дистанционные методы допускают применение этого приближения, рассмотрим задачу определения коэффициента отражения радиоволн от поверхности льда $z = 0$ на базе приведенного волнового уравнения:

$$Y'' + k^2 \varepsilon(z)Y = 0. \quad (1)$$

В этом уравнении k — волновое число. Диэлектрическая проницаемость отражающего полупространства, состоящего из ледника толщины D и диэлектрически однородного ложа, задается комплексной функцией $\varepsilon(z)$:

$$\varepsilon(z) = \begin{cases} 1 & , z < 0 \\ \varepsilon_{ice}(z) & , 0 \leq z \leq D. \\ \varepsilon_p & , z > D \end{cases} \quad (2)$$

В формуле (2) диэлектрическая проницаемость льда — $\varepsilon_{ice}(z)$, ε_p - ложа ледника.

Решение уравнения (1) в области $z < 0$ имеет вид:

$$Y_{z < 0} = \exp(ikz) + R(f)\exp(-ikz), \quad (3)$$

где первое слагаемое в выражении (3) описывает падающую радиоволну, второе — волну, отраженную от поверхности льда с коэффициентом отражения $R(f)$. На границах слоя $z = 0$ и $z = D$ решения уравнения (1) и их первые производные должны удовлетворять требованию непрерывности. Для произвольной функции $\varepsilon_{ice}(z)$ решения уравнения (1) находятся численно, после чего из условий непрерывности определяют функцию $R(f)$.

3.2. Электрофизические характеристики ледников

Измерить профиль глубинного распределения электрических характеристик подстилающей поверхности прямыми методами не представляется возможным, так как при изъятии образца льда или грунта из приповерхностного слоя для лабораторных измерений

разрушаются естественные условия его существования: температура, плотность, пористость, насыщение газом и т.д. Поэтому надо различать понятия характеристики породы, которые измеряются в лабораторных условиях с помощью специальных установок, и характеристики верхнего покрова, который имеет исторически сложившуюся структуру, зависимое от сезона и времени суток глубинное распределение температуры. Строение материковых “холодных” ледников имеет выраженную слоистость. Сверху лежит слой снега, толщина которого может составлять до 8 м, ниже — слой фирна, далее — лед на твердой подложке. Определенной границей перехода снега в фирн считается изменение плотности. Плотность снега колеблется от 0,05 до 0,45 г/см³, плотность фирна — от 0,40 до 0,83 г/см³. Граница перехода фирна в лед более определенная. При плотности 0,83 г/см³ сквозные воздушные промежутки между зернами фирна закрываются, и фирн превращается в лед. Сам лед практически несжимаем, теоретический предел его плотности равен $\rho_{ice} = 0,9168$ г/см³ (Узлов и др., 2014). Снег представляет собой смесь из трех фаз воды: твердой (кристаллы льда, снежинки), жидкой (вода), и газообразной (пары воды и воздух), — то есть является смесью трех веществ, концентрация которых зависит от метеорологических факторов, а радиофизические параметры существенным образом отличаются. Электрические свойства смесей задаются комплексной диэлектрической проницаемостью:

$$\varepsilon = \varepsilon' + i\varepsilon'' \quad (5)$$

Величина действительной части диэлектрической проницаемости в формуле (5) описывает скорость распространения в среде электромагнитного поля, мнимая часть (или тангенс угла потерь среды равному отношению мнимой части к действительной) характеризует его потери. Как правило, формулы для определения ε смеси строго обоснованы для действительных значений диэлектрической проницаемости, но активно используются для расчетов диэлектрической проницаемости смесей, состоящих из диэлектриков, к которым относятся “холодные” снег, фирн и лед (Финкельштейн и др., 1994).

Снег и фирн. Так как мы рассматриваем снег и фирн, которые состоят из кристаллов пресного сухого льда и воздуха, то используем формулу Лооуенга для двухкомпонентных смесей с произвольно сформированными разнородными частицами (Looyenga, 1965; Узлов и др., 2014):

$$\sqrt[3]{\varepsilon} = y_1 \sqrt[3]{\varepsilon_1} + y_2 \sqrt[3]{\varepsilon_2} \quad (6)$$

Здесь ε_1 и ε_2 — диэлектрическая проницаемость веществ, составляющих смесь, Y_1 и Y_2 — их объемная концентрация. Формула (6), модифицированная для расчета диэлектрической проницаемости снежного покрова $\varepsilon = \varepsilon_{sn}$, рассчитывается для воздуха — $\varepsilon_1 = \varepsilon_{atm} = 1$ и льда — $\varepsilon_2 = \varepsilon_{ice}$ и имеет вид (Фролов, Мачерет, 1999):

$$\varepsilon_{sn} = \left(\frac{\rho}{\rho_{ice}} (\varepsilon_{ice}^{1/3} - 1) + 1 \right)^3 \quad (7)$$

В соотношении (7) ρ_{ice} – плотность льда, а ρ – плотность снега.

Сухой лед. Для моделирования комплексной диэлектрической проницаемости льда традиционно используют формулу Дебая (Финкельштейн и др., 1994; Узлов и др., 2014):

$$\varepsilon_{ice} = \varepsilon_{\infty} + \frac{\varepsilon_0 - \varepsilon_{\infty}}{1 + \tau^2 w^2} + i \frac{(\varepsilon_0 - \varepsilon_{\infty}) \tau w}{1 + \tau^2 w^2}. \quad (8)$$

В этой формуле ε_0 – диэлектрическая проницаемость льда в постоянном поле, ε_{∞} – диэлектрическая проницаемость льда в оптическом диапазоне (385-790 ТГц), $w = 2\pi f$ – частота электромагнитного поля в Гц. Время релаксации льда τ зависит от температуры, согласно закону $\lg \tau = \frac{2900}{T + 273,15} - 15,3$, где T задается в градусах Цельсия. На рис. 8 дана частотная зависимость действительной части функции (8), а на рис. 9 – тангенса угла потерь диэлектрической проницаемости льда $\operatorname{tg}(\delta_{ice}) = \varepsilon''_{ice} / \varepsilon'_{ice}$. На обоих рисунках линии 1 построены для температуры 0°C , 2 – для -10°C и 3 – для -20°C .

Как видно на рис. 9, область дисперсии диэлектрической проницаемости льда при температурах ниже 0°C находится в низкочастотном диапазоне, который практически не применяется для зондирования ледников (в силу громоздкости приемопередаточных антенн). Значит, чем выше частота воздействующего электромагнитного поля, тем ближе значение $\operatorname{Re}(\varepsilon_{ice})$ к ε_{∞} .

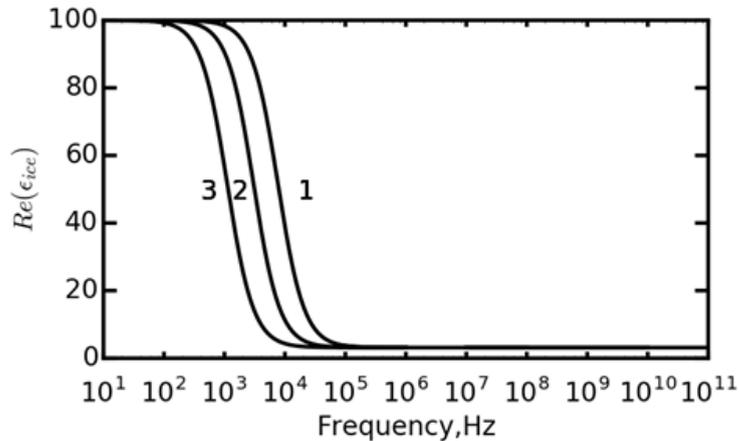


Рис. 8. Частотная зависимость действительной части функции ε_{ice} . Линия 1 построена для температуры 0°C , 2 – для -10°C и 3 – для -20°C .

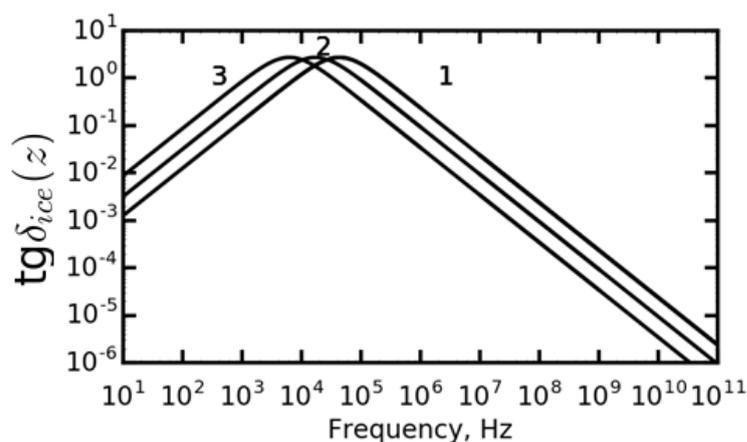


Рис. 9. Частотная зависимость соотношения $tg(\delta_{ice}(z))$. Линия 1 построена для температуры $0^\circ C$, 2 — для $-10^\circ C$ и 3 — для $-20^\circ C$.

Мнимая часть комплексной проницаемости льда, как и $tg(\delta_{ice}(z))$, зависит и от температуры T , и от частоты f . Согласно результатам выполненных расчетов, представленных на рис. 9, значение $tg(\delta_{ice}(z))$ для одной частоты и разных температур может отличаться в 10 раз, а для одной и той же температуры, но для разных частот — больше, чем на 4 порядка. Следует заметить, что для длинных волн порядка 0.1 МГц величина $tg(\delta_{ice}(z))$ значительно больше, чем, например, для 1 ГГц.

Ложь ледника. До недавнего времени считалось, что ложь образуют коренные породы, как правило, вулканического происхождения: анортозиты, габбро, граниты, базальты. В середине 1980-х годов гляциологи признали, что многие ледники лежат на "мягких" деформируемых отложениях (Murray, 1997), которые могут иметь диэлектрическую проницаемость значительно выше, чем у льда (Hart and Rose, 2001), часто сравнимую с диэлектрической проницаемостью вулканических пород. Значение диэлектрической проницаемости ложа ϵ_p в сухом состоянии оценивают от 6 до 12 (Бармасов, 2010).

Далее рассмотрим вопросы, связанные с распределением температуры по глубине ледника, которое почти полностью задается условием равновесия тепловых характеристик на поверхности и геотермальным теплом у ложа ледника (Hooke, 1977). В отсутствие жидкой воды изменения в подповерхностной температуре определяются процессом теплопроводности, описанным законом Фурье (Cuffey, Paterson, 2010). Согласно полевым наблюдениям, сезонные изменения температуры снега и фирна на глубине 20 м не наблюдаются (Paterson, 2016), и обычно глубину зоны сезонных колебаний температуры принимают равной 10 м (Hooke, 2005). Температура в леднике ниже 10 м регулируется среднегодовой приповерхностной температурой воздуха (Hooke, 2005), глубже, вследствие потока тепла Земли, она линейно возрастает. Для типичного геотермального потока 50 мВт температурный градиент составляет $0,021^\circ C/м$, при теплопроводности льда $2,39 \text{ Вт/мК}$ (при -

20°C) (Paterson, 2016; Lorrain, Fitzsimons, 2011).

3.3. Анализ расчетов глубинного профиля комплексной диэлектрической проницаемости снежно-ледового покрова

Приведенную выше гляциологическую информацию мы попытались объединить в математическую модель. В нашей модели толщина снега равна 8 метров, толщина “холодного” фирна составляет 50 метров (Witrant, Martinerie, 2010), толщина всего ледника достигает 110 метров. Расчеты проводятся для среднегодовой температуры -10°C , при равенстве поверхностной температуры -20°C , -10°C и 0°C . Считаем, что в слое 10 метров изменения температуры описываются уравнением теплопроводности; а выравнивание температуры от глубины 10 метров до границы между ледником и ложем происходит линейно с градиентом $0,021^{\circ}\text{C}$ на 1 метр.

На рис. 10 дано распределение по глубине температуры в снежно-ледовом теле ледника $T(T_0, z)$ при температуре на поверхности T_0 , равной 0°C (линия 1), -10°C (линия 2) и -20°C (линия 3). По вертикальной оси отмечена глубина в метрах, по горизонтальной – температура в градусах Цельсия. На этом же рисунке, кроме профиля температур, пунктирной линией приведено распределение по глубине плотности ледника $\rho(z)$. На графике выделены слои снега (участок обозначен цифрой I), фирна (II) и льда (III).

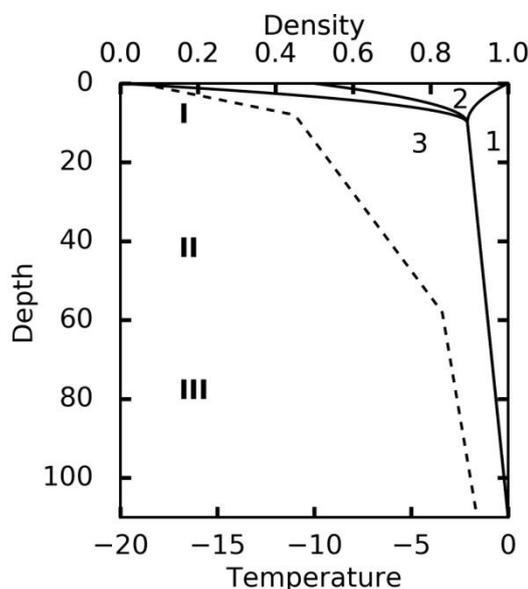


Рис. 10. Профиль температуры и плотности в леднике. Цифрой I обозначена зона снега, II — зона фирна и III — зона льда. Пунктирной линией приведено распределение по глубине плотности ледника $\rho(z)$.

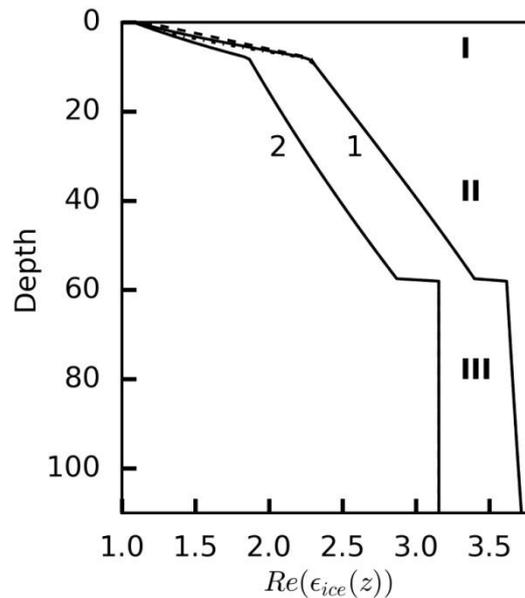


Рис. 11. Зависимость от глубины действительной части диэлектрической проницаемости ледника. Цифрой I обозначена зона снега, II — зона фирна и III — зона льда. Сплошной линией построены графики для температуры на поверхности равной 0°C , штрих-пунктирной — для -10°C , пунктирной — для -20°C . График 1 рассчитан для частоты 0.1 МГц, график 2 рассчитан для частоты 1 МГц.

Для функций $T(T_0, z)$ и $\rho(z)$ по формулам (8) и (7) были рассчитаны глубинные профили действительной части диэлектрической проницаемости и тангенса угла потерь ледника. Соответствующие графики даны на рис. 11 и на рис. 12. Также, как и на рис. 10, цифрой I обозначена зона снега, II — зона фирна и III — зона льда. Сплошной линией построены графики для температуры на поверхности, равной 0°C , штрих-пунктирной — для $T_0 = -10^{\circ}\text{C}$, пунктирной — для $T_0 = -20^{\circ}\text{C}$.

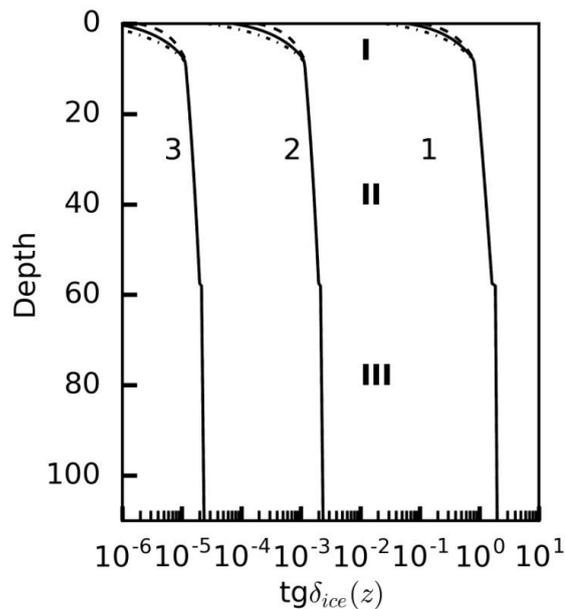


Рис. 12. Глубинная зависимость тангенса угла потерь $tg(\delta_{ice}(z))$. Сплошной линией построены графики для температуры на поверхности равной 0°C , штрих-пунктирной — для -10°C , пунктирной — для -20°C . Графики рассчитаны для частот 0.1 МГц (линия 1), 100 МГц (линия 2) и 10 ГГц (линия 3).

Из анализа результатов расчетов следует, что действительная часть диэлектрической проницаемости ледника для частот от 0.1 (линия 1 на рис. 11) до 1 МГц (линия 2) зависит от частоты зондирующего радиосигнала и от температуры на поверхности, причем если изменение T_0 обуславливает незначительные вариации профиля действительной части диэлектрической проницаемости ледника, от частоты зависимость — существенная: чем ниже длины волн, тем, согласно рис.1, больше значение ϵ'_{ice} . Для частот выше 1 МГц при решении радиофизических задач распределение по глубине действительной части диэлектрической проницаемости ледника можно считать не зависящим ни от частот, ни от температуры на поверхности; вариации, учитываемые приближением, заданным формулой (9), являются несущественными. Следует заметить, что профиль функции $R(\epsilon_{ice}(z))$ отражает слоистую структуру ледника, которая нивелируется при описании профиля $tg(\delta_{ice}(z))$. На рис. 12 приведены результаты расчетов глубинного профиля тангенса потерь для частот 0.1 МГц (линия 1), 100МГц (линия 2) и 10ГГц (линия 3). Для каждой частоты проводились расчеты для температуры на поверхности, равных -10°C — соответствующий профиль построен сплошной линией, штрих-пунктирной — для -20°C , и пунктирной — для -0°C . Из расчетов следует, что чем ниже температура и выше частота, тем меньше радиоволны поглощаются в леднике, причем поглощение практически одинаково по глубине и не зависит от типа снежно-ледового покрова. Исключение составляет верхний слой ледника толщиной до 10 метров, температура которого зависит от метеорологических условий на поверхности.

3.4. Выводы из главы 3

В работе рассмотрена электрофизическая модель “холодного” ледника, и исследована вариативность глубинных профилей комплексной диэлектрической проницаемости и тангенса угла потерь в зависимости от частоты зондирующего радиосигнала и температуры на поверхности. Анализ результатов моделирования электрофизических свойств ледника показал, что при низких температурах для частот выше 1 МГц действительная часть диэлектрической проницаемости ледника с изменением частоты и температуры на поверхности не меняется, но зависит от строения ледника. Глубинный профиль тангенса угла потерь постоянен по всему телу ледника, за исключением верхнего слоя толщиной до 10 м, в нем поглощение значительно меньше за счет плотности снежно-фирнового покрова. Радиоволны мегагерцового диапазона поглощаются больше волн гигагерцового диапазона. Разработанная модель будет полезна для численного моделирования радиолокационных экспериментов при планировании натурных измерений и интерпретации получаемых результатов.

ГЛАВА 4. МОДЕЛЬ ЭВОЛЮЦИИ ЛЕДНИКА, ПОКРЫТОГО МОРЕННЫМ ЧЕХЛОМ

Среди моделей, описанных в главе 2, для настоящей диссертации была выбрана модель GloGEM (Huss, Hock, 2015) для моделирования баланса массы, и модель GloGEMflow (Zekollari et al., 2019) для моделирования динамики ледников вдоль осевой линии. При этом, модель GloGEM для данного исследования была откалибрована для каждого ледника в отдельности по новым данным изменения высоты ледников из статьи Hugonnet et al. (2021) (Рис. 2б). В рамках данной диссертации в модель GloGEMflow был добавлен моренный блок, описывающий эволюцию моренного покрова вдоль осевой линии, заимствованный из публикации Verhaegen et al. (2020), где подобная модель была использована для одного ледника, Джанкуат. Здесь подобная модель впервые применена в региональных масштабах.

4.1. Модель GloGEMflow

GloGEMflow (Zekollari et al., 2019) — это модель динамики ледников, которая использует уравнение неразрывности для моделирования движения и эволюции ледника вдоль осевой линии. Баланс массы рассчитывается моделью GloGEM (Huss, Hock, 2015) и поступает на вход в динамический блок GloGEMflow, в котором решается уравнение баланса сил с учетом скоростей льда, принимая закон Глена для деформации льда. В соответствии с законом сохранения массы, определяется эволюция ледника. В настоящем исследовании модель GloGEMflow была дополнена модулем динамики моренного покрова (см. раздел 5.4).

Инициализация модели (левая панель на Рис. 13) служит для обеспечения внутренней согласованности геометрии ледника, его динамики, поверхностного баланса массы и моренного покрова. Она включает в себя калибровку параметра реологии и скольжения, поправки баланса массы и параметров разрастания моренного покрова. Изначально ледник и моренный покров на нем приводятся в равновесие с климатом прошлого к 1990 году.

Это равновесное состояние служит отправной точкой для моделирования эволюции ледников при меняющихся климатических условиях (правая панель на рис. 13). В ходе симуляции взаимодействуют различные блоки. Во-первых, определяется поверхностный баланс массы: изменения метеорологических условий преобразуются в изменения в удельном балансе массы для каждого 10-метрового высотного пояса ледника. Во-вторых, на поверхностный баланс массы влияет моренный покров в зависимости от его площади и толщины, которые эволюционируют в моренном блоке и в свою очередь зависят от SMB и динамики ледника. В-третьих, динамический блок рассчитывает вертикальное перераспределение объема льда и моренного покрова, а также обновляет их распределение во времени. В модуле 1 «Инициализация» современные климатические условия преобразуются в современный ("исторический") баланс массы, в модуле 2 «Прогностические расчеты»

климатические прогнозы преобразуются в прогнозы баланса массы.

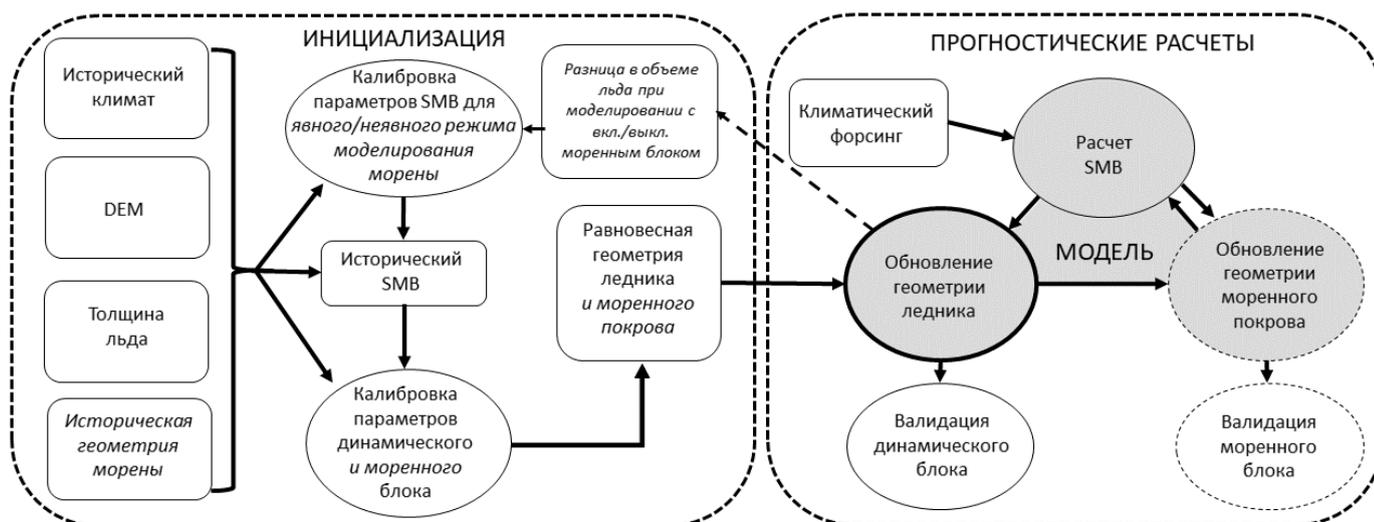


Рис. 13. Архитектура модели GloGEMflow и ее связь с новым моренным блоком (заштрихованные круглые блоки). Серым выделены основные блоки модели. Прямоугольниками обозначены используемые или рассчитанные данные, овалами — процедуры. Процедура калибровки моренного блока изображена на рис. 21.

4.2. Блок расчета баланса массы

Данные баланса массы для 1980-2100 гг. были рассчитаны с помощью модуля баланса массы GloGEM на основе индексно-температурного метода (Huss, Hock, 2015), который был обновлен и откалиброван для соответствия новому набору данных изменения объема ледников в 2000-2019 годах геодезическим методом (Hugonnet et al., 2021).

Для данного исследования были созданы два набора данных баланса массы: первый для моделирования эволюции ледников с динамически изменяющимся моренным покровом и второй — без него. Первый набор данных используется для экспериментов, в которых эволюция моренного покрова моделируется. В этом случае эффект моренного покрова полностью исключается из набора данных баланса массы в процессе калибровки. Это позволяет изолировать влияние моренного блока.

Второй набор данных баланса массы используется для моделирования с выключенным моренным блоком. В этом случае моренный покров учитывается неявно. То есть, хотя ледник развивается в режиме «чистого» льда, все эффекты, влияющие на баланс массы, включая моренный покров, заложены в параметры масс-балансового блока благодаря калибровке модуля баланса массы на основе реальных данных о потерях массы, которые в реальности отражают особенности изменения ледников под мореной.

Следует отметить, что неявный учет моренного покрова в период времени, выбранный для калибровки, не вполне корректно распространять на будущую эволюцию ледников: моренный покров изменит свою конфигурацию (толщину, площадь) в будущем, а параметры, выбранные при калибровке масс-балансового блока, останутся неизменными.

4.3. Динамический блок GloGEMflow

Модуль GloGEMflow подробно описан в статье Zekollari et al. (2019). В модели GloGEMflow движение ледника рассматривается вдоль одной линии потока, и в качестве входных данных используются характеристики ледника, усредненные по высотным поясам. Динамический блок основан на законе сохранения массы и реологической зависимости скорости ледника от напряжения:

$$\begin{cases} \frac{\partial H}{\partial t} = -\nabla(\bar{u}H) + b \\ \bar{u} = \frac{2A}{n+2} \tau^n H \\ \tau = -\rho g H \frac{\partial s}{\partial x} \end{cases}$$

где H — толщина ледника, \bar{u} — вертикально усредненная скорость, $\nabla(\bar{u}H)$ — дивергенция локального потока льда, b — поверхностный баланс массы (м вод.ст./год), A — коэффициент деформации-скольжения ($\text{Pa}^{-3}\text{год}^{-1}$), τ — движущее напряжение, n — экспонента закона течения Глена, $\frac{\partial s}{\partial x}$ — наклон поверхности. Эффекты базального скольжения и деформации льда в GloGEMflow объединены в одну переменную, так как оба они связаны с наклоном поверхности и толщиной льда, и, таким образом, имеют очень похожие пространственные характеристики (Zekollari et al. (2013)).

4.4. Моренный блок, встроенный в GloGEMflow

Модуль эволюции моренного покрова на региональном уровне был разработан на основании материалов статьи Verhaegen et al. (2020), и внедрен автором в региональную модель GloGEMflow. В работе Verhaegen et al. (2020) была смоделирована эволюция ледника Джанкуат и его моренного покрова вдоль линии его течения. Метод моделирования моренного покрова основан на модели из работы Anderson, Anderson (2016), где поступление моренного материала на ледник посредством эрозии склонов задается в одной точке. В модели, полученной для данной диссертации, место поступления моренного материала на поверхность каждого ледника определяется наверху области аккумуляции.

4.4.1. Изменение толщины моренного покрова

Модельная толщина морены меняется в каждой ячейке сетки вследствие (1) вытаивания моренного материала из льда, (2) переноса поверхностной морены вниз по течению ледника, (3) поступления моренного материала из источника (склоновая эрозия) на ледник или сброса моренного материала в прифронтальную область перед ледником. Изменение толщины морены рассчитывается следующим образом:

$$\frac{\partial h_{debris}}{\partial t} = -\frac{c_{debris} \min(0, b_a)}{(1 - \phi_{debris})\rho_{debris}} - \frac{\partial(u_{surf} h_{debris})}{\partial x} + I_{debris} \quad (6)$$

(1) (2) (3)

Здесь h_{debris} — толщина моренного покрова, t — время, (1) c_{debris} — концентрация моренного материала во льду, ϕ_{debris} — пористость моренного материала, ρ_{debris} — плотность пород моренного покрова, b_a — годовой поверхностный баланс массы, (2) u_{surf} — скорость поверхности ледника, (3) I_{debris} — приход или сброс моренного материала (Таблица 4).

На рис. 14 показана модельная скорость ледника, которая определяет профиль толщины моренного покрова. В средней зоне абляции, где поверхностная скорость ледника достигает максимума, толщина морены достигает минимума, так как моренный материал быстро переносится ниже по течению ледника. Самый толстый слой поверхностной морены накапливается во фронтальной зоне, где скорость ледника самая низкая. Это согласуется с результатами Anderson, Anderson (2016), которые показывают, что толщина морены наименьшая там, где скорость льда наибольшая, и наоборот.

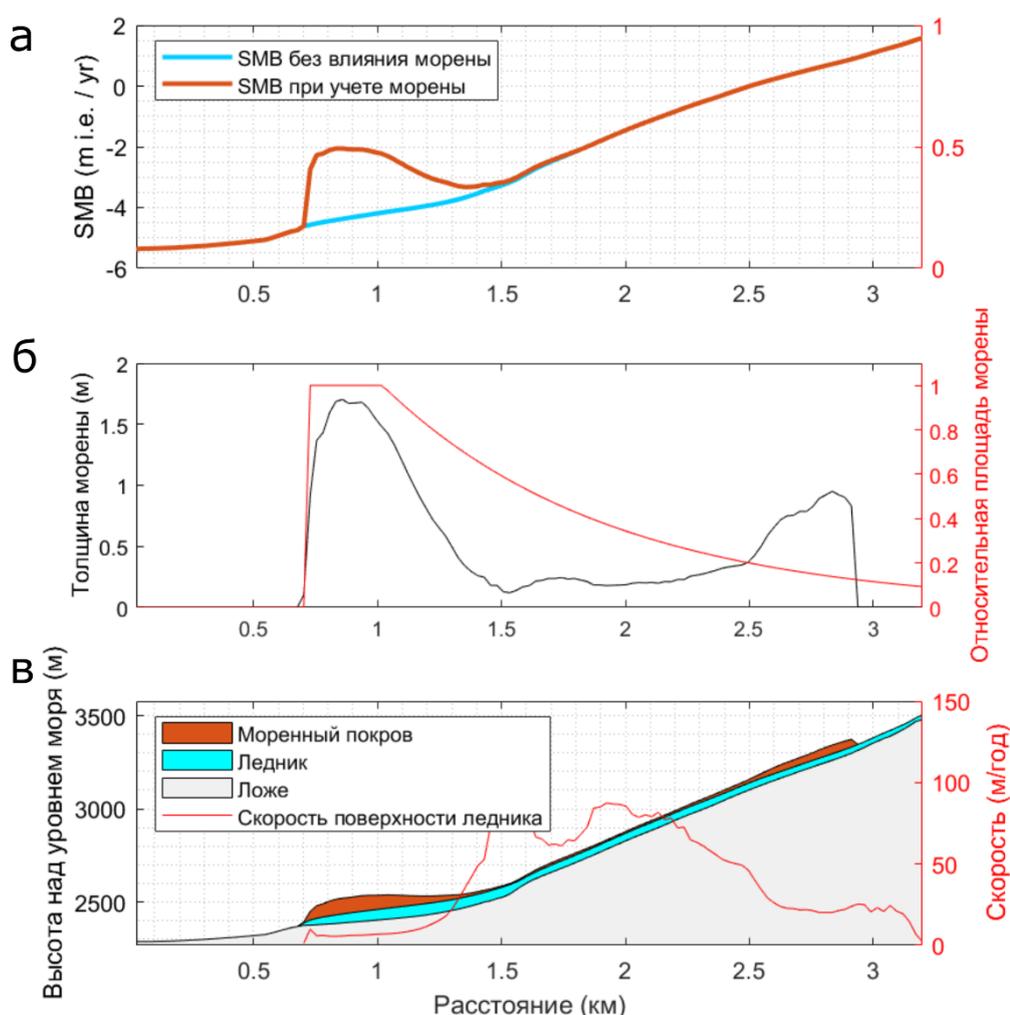


Рис. 14. (а) Профиль баланса массы с включенным и выключенным модулем моренного покрова на примере ледника Шаурту (RGI № 125) на Центральном Кавказе в 2019 году. Обратный градиент баланса массы является следствием конфигурации моренного покрова, показанного в (б). (б) Относительная площадь моренного покрова и толщина морены на леднике Шаурту в 2019 году. (в) Соответствующая геометрия и скорость ледника. Толщина морены увеличена в 50 раз для наглядности.

Этот подход принципиально отличается от другого модуля моренного покрова из работы

Comragno et al. (2022): тогда как в настоящем исследовании перенос моренного покрова вниз по леднику напрямую связан с динамикой ледника, в работе Comragno et al. (2022) изменение толщины моренного покрова параметризуется, компонент переноса моренного материала отсутствует, и такая модель не способна уловить динамические эффекты, описанные выше (См. также раздел Обсуждение).

Поскольку уравнение (6) является задачей переноса, временной интервал должен удовлетворять условию Куранта-Фридрихса-Льюи (CFL). Это означает, что расстояние, которое проходит поверхностная морена за один временной шаг, должно быть меньше, чем расстояние между элементами сетки. Однако перенос морены вдоль ледника описывается членом (2), который зависит от скорости движения поверхности ледника. Поэтому временной интервал для численной реализации уравнения переноса моренного покрова был выбран таким же, как и временной интервал для модуля динамики льда. Он рассчитывается по критерию типа CFL (в соответствии с оригинальным подходом GloGEMflow (Zekollari et al., 2019) и зависит от пространственного разрешения, которое для каждого ледника разное (например, около 0,1 года для ледника Джанкуат). Пространственное разрешение выбирается в соответствии с общим размером каждого отдельного ледника, обеспечивая покрытие каждого ледника 100 ячейками сетки.

Значения ϕ_{debris} , ρ_{debris} и c_{debris} были измерены на леднике Джанкуат (Bozhinsky et al., 1986) и выбраны как константы для всей территории исследования: $\phi_{debris} = 0.43$ и $\rho_{debris} = 2600 \text{ кг м}^{-3}$, $c_{debris} = 1.05 \text{ кг м}^{-3}$.

Моренный покров поступает на поверхность ледника почти в самой высокой точке на леднике (не доходя 10 ячеек сетки до верха) со скоростью F_{debris}^{input} и выносится в прифронтальную зону со скоростью F_{debris}^{out} м в год:

$$F_{debris}^{out}(x_{front}) = -c_{front} h_{debris}(x_{front}),$$

где c_{front} — константа, описывающая скорость удаления моренного материала с ледника в прифронтальную зону. Следовательно, поступление или вынос моренного материала рассчитывается следующим образом:

$$I_{debris}(x) = \begin{cases} F_{debris}^{input}(x_{front}), & \text{если } x = x_{debris} \\ -F_{debris}^{out}(x_{front}), & \text{если } x = x_{front-1}, \\ F_{debris}^{out}(x_{front}), & \text{если } x = x_{front} \\ 0, & \text{иначе} \end{cases}$$

где x_{debris} — это точка поступления моренного материала на поверхность ледника.

Допущение о том, что скорость поступления моренного материала постоянна в модели и не меняется со временем, вызывает вопросы, вследствие чего были проведены эксперименты по оценке чувствительности модельных прогнозов к данному предположению. Для этих

экспериментов была использована следующая модификация уравнения (6), для которой поступление моренного материала в определенной выше точке выключено:

$$\frac{\partial h_{debris}}{\partial t} = -\frac{C_{debris} \min(0, b_a)}{(1 - \phi_{debris})\rho_{debris}} - \frac{\partial(u_{surf} h_{debris})}{\partial x} + F_{debris}^{out}, \quad (6')$$

Таким образом, морена поступает на ледник только путем вытаивания, и верхняя граница поступления морены меняется во времени и определяется положением границы питания, а скорость вытаивания меняется по мере увеличения или уменьшения абляции.

4.4.2 Изменение площади моренного покрова

Доля покрытой мореной площади (которая, очевидно, не превышает 1, рис. 18б) вдоль линии потока параметризуется в зависимости от расстояния от фронта ледника ($x - x_{front}$):

$$\frac{A_{debris}(x)}{A(x)} = G_A \cdot (a \cdot e^{(x-x_{front}) \cdot b}), \quad (7)$$

где A_{debris} — площадь льда, покрытого мореной, A — площадь ледника. $G_A = \alpha_{debris} (H_{debris}^{front})^{\beta_{debris}}$ — это коэффициент роста относительной площади морены, который обновляется каждый модельный год. G_A зависит от толщины морены во фронтальной зоне H_{debris}^{front} (параметры этой степенной зависимости калибруются). В работе Verhaegen et al. (2020) была найдена зависимость G_A от толщины морены, лежащей в фронтальной зоне ледника Джанкуат, с параметрами $\alpha_{debris} = 1,17$ и $\beta_{debris} = 0,62$. Это означает, что если толщина морены на фронтальном участке равна 0,77 м, то $G_A = 1$ и смоделированное распределение относительной площади покрытого моренным материалом льда вдоль ледника получается такое же, как и на этапе инициализации модели (рис. 18б). Если теоретически толщина моренного покрова на языке ледника достигает 2,35 м, $G_A = 2$, а доля покрытой мореной площади удваивается. В данном исследовании параметры α_{debris} и β_{debris} индивидуальны для каждого ледника (см. Калибровка моренного блока).

Таблица 4. Переменные и константы, используемые в моренном блоке

Переменная	Символ	Единицы измерения	Константа	Символ	Значение	Единицы измерения
Толщина моренного покрова	h_{debris}	м	Характерная толщина морены	h_{debris}^*	1.15	м
Скорость поверхности ледника	u_{surf}	м/год	Концентрация морены в леднике	C_{debris}	1.05	кг/м ³
Привнос или вынос моренного материала на/с ледник(а)	I_{debris}	м/год	Плотность моренного материала	ρ_{debris}	2600	кг/м ³
Положение фронта ледника	x_{front}	ячейка сетки	Пористость моренного материала	ϕ_{debris}	0.43	—
Вынос моренного материала в	F_{debris}^{out}	м/год	Привнос моренного материала на ледник	F_{debris}^{in}	(0,1;1)	м/год

прифронтальную зону					
Фактор роста площади морены	G_A	—	Параметры степенной зависимости G_A от толщины морены у фронта ледника	$\alpha_{debris}, \beta_{debris}$	(0,1)
Средняя толщина морены для первых 10 ячеек сетки у фронта	H_{debris}^{front}	м	Параметры экспоненциальной зависимости относительной площади морены от расстояния до фронта ледника	ζ, ξ	зависит от ледника
Коэффициент уменьшения таяния	f_{debris}	—			
Относительная площадь морены	A_{debris}	м ²			
Площадь ледника	A	м ²			

4.5. Масс-балансовый блок с учетом поверхностной морены

Поверхностный баланс массы покрытого мореной ледника рассчитывается путем корректировки баланса массы «чистого» ледника без моренного покрова функцией, зависящей от толщины морены и относительной площади покрытого мореной льда.

Известно, что таяние льда под мощной мореной (>5-7 см) экспоненциально уменьшается с увеличением толщины морены (Östrem, 1959; Ходаков, 1972; Anderson, Anderson, 2016; Winter et al., 2020). Поэтому коэффициент уменьшения таяния f_{debris} рассчитывается в зависимости от толщины моренного покрова (Verhaegen et al., 2020):

$$f_{debris} = e^{\frac{-h_{debris}}{h_{debris}^*}},$$

где h_{debris}^* - это характерная толщина моренного покрова. Это толщина, при которой фактическое таяние под мореной уменьшается до e^{-1} или ~ 37% от таяния чистого льда. Здесь не учитывается увеличение таяния из-за тонкого моренного покрова (менее 5-7 см согласно статье Поповнин и др. (2015)), аналогично методу из работы Verhaegen et al. (2020), где это было мотивировано небольшой долей тонкого моренного покрова. Степень моренного покрытия ледника Джанкуат (эталонный ледник для Центрального Кавказа) типична в масштабах оледенения всего региона (Поповнин и др., 2015).

Абляция чистого льда (M_{input}), которая рассчитывается с помощью GloGEM и служит входными данными для GloGEMflow, корректируется в соответствии с характеристиками моделируемого моренного покрова - толщиной и относительной площадью. Абляция льда, покрытого мореной, для каждой ячейки сетки рассчитывается следующим образом:

$$M_{debris} = M_{input} \cdot \frac{A}{A_{debris}} \cdot f_{debris}$$

Абляция оставшегося чистого льда:

$$M_{\text{debrisfree}} = M_{\text{input}} \left(1 - \frac{A}{A_{\text{debris}}}\right)$$

Результирующая абляция M состоит из следующих компонентов:

$$M = M_{\text{debris}} + M_{\text{debrisfree}}$$

Вкратце, модель создает обратный градиент баланса массы во фронтальной области покрытого мореной ледника (рис. 14а) на основе смоделированных толщины и площади морены (рис. 14б). В свою очередь, толщина морены в основном контролируется динамикой ледника (при отсутствии катастрофических обвалов): она может быть тонкой в средней зоне абляции, где скорость льда самая высокая, и самой толстой во фронтальной зоне, где лед резко замедляется (рис. 14в).

4.6. Ограничения модели моренного покрова

Модель эволюции моренного покрова, используемая здесь, основана на следующих предположениях:

- 100% моренного покрова в исследуемой области толще 7 см; то есть, игнорируется возможный эффект усиления абляции под тонким моренным слоем;
- плотность и пористость пород, формирующих морену, одинаковы на всей территории исследования (и равны значениям, измеренным на леднике Джанкуат);
- концентрация моренного материала в толще льда одинакова для всех ледников.

Однако, несмотря на то, что в настоящем исследовании мы предполагаем, что значения концентрации моренного материала в толще ледника, пористости и плотности пород, слагающих морену, одинаковы для всего региона, все же есть веские основания для обоснования такого подхода: компонент вытаявания в уравнении (6) составляет лишь до 1% роста толщины морены во времени (рис. 15), поскольку большая часть моренного материала поступает за счет переноса морены из исходной точки, если задана та же концентрация моренного материала во льду $c_{\text{debris}} = 1 \text{ кг/м}^3$, что и на леднике Джанкуат (Bozhinsky et al., 1986).

Следует также отметить, что на теплофизический эффект моренного покрова на абляцию льда влияют в основном его геометрические параметры (толщина), и в меньшей степени петрографический и гранулометрический состав породы. Однако такие характеристики редко удается получить даже при полевых исследованиях поверхностной морены.

Одним из ограничений данной модели является то, что скорость поступления моренного материала на ледник является постоянной во времени, в то время как в реальности отступление ледников влечет за собой увеличение склоновой эрозии с пригребневой части гор (Поповнин, Петраков, 2005). Также, точка поступления моренного покрова на ледник зафиксирована в пространстве близ вершины, в то время как на практике моренный покров также поступает с

боковых сторон ледников, а также со дна ледника. Так, например, на ледники Эльбруса обломочный материал не поступает с окрестных скал, вместо этого он вырабатывается ледником с ложа и вытаивает на поверхности. В региональном исследовании подобные детали приходится опускать.

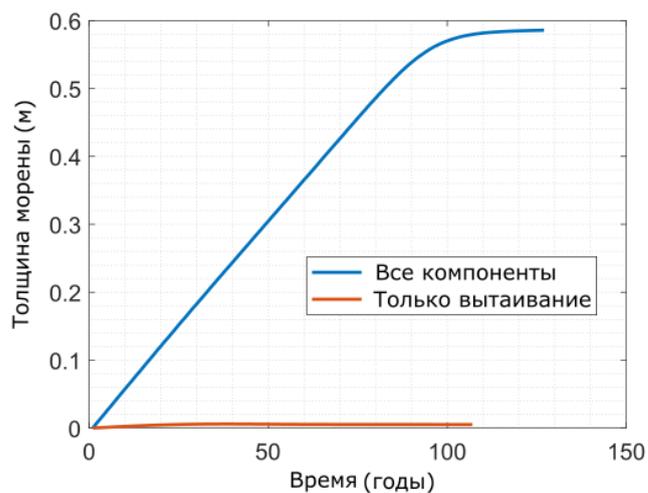


Рис. 15. Доля компонента вытаивания в росте моренного покрова (для ледника Джанкуат) при концентрации моренного материала во льду $c_{debris} = 1,05 \text{ кг/м}^3$. Синим цветом обозначен рост средней толщины морены от нуля до стационарного состояния моренного покрова (в предположении, что поступление моренного материала начинается сразу, со скоростью 0.55 м/год). Оранжевым цветом показан рост средней толщины морены только за счет компонента вытаивания (поступление моренного материала в месте привноса морены исключено).

ГЛАВА 5. ПРОГНОЗ ЭВОЛЮЦИИ ЛЕДНИКОВ СЕВЕРНОГО КАВКАЗА В XXI ВЕКЕ

В данной главе представлены результаты, полученные автором с использованием модели GloGEMflow и внедренного в нее моренного блока.

5.1. Входные данные

5.1.1. Геометрия ледников

Данные гипсометрии ледников были получены из Huss, Farinotti (2012). В качестве границ ледников за 2001-2004 годы используются данные RGI 6.0 (RGI Consortium, 2017) (Рис. 2). Это набор данных, содержащий контуры почти всех ледников на Земле. В целом, он имеет удовлетворительную точность для данного исследования, целью которого является оценка влияния моренного покрова на региональную эволюцию ледников.

5.1.2. Климатический форсинг

Блок расчета баланса массы был запущен с использованием данных приповерхностной температуры (на высоте 2 м) и осадков из ре-анализа Европейского центра среднесрочного прогноза погоды (ERA-5) (Hersbach et al., 2019) за 1979 - 2020 гг. Для моделирования будущего до 2100 года были использованы пять сценариев SSP (и 13 МОЦ) из CMIP6 (Eyring et al., 2016). Сценарии SSP дополняют ранее используемые RCP (Van Vuuren et al., 2011), добавляя пять новых социально-экономических сюжетных линий: SSP1 — "устойчивое развитие", SSP2 — "середина пути", SSP3 — "региональное соперничество", SSP4 — "неравенство", SSP5 — "развитие на ископаемом топливе". Уровни радиационного форсинга RCP были расширены до 1.9, 2.6, 3.4, 4.5, 6.0, 7.0, 8.5 Вт м⁻². Среди полученной матрицы SSP-RCP мы используем пять сценариев: SSP1-1.9, SSP1-2.6, SSP2-4.5, SSP3-7.0, SSP5-8.5, где первая цифра обозначает сценарий SSP, а следующие 2 цифры — уровень радиационного воздействия. SSP1-1.9 является кандидатом на сценарий с самым низким уровнем климатического воздействия, который приводит к вероятному повышению глобальной температуры не более чем на 1.5° относительно доиндустриальных условий (O'Neill et al., 2016).

Все используемые климатические данные имеют месячное разрешение. Согласованность между прошлыми климатическими данными и будущими климатическими сценариями из CMIP6 была достигнута с помощью поправок (Huss, Hock, 2015). Для этого были сравнены среднемесячная температура и количество осадков за период 1980-2010 гг. и рассчитаны аддитивные месячные поправки для температуры и мультипликативные поправки для осадков. Эти поправки были применены к данным МОЦ, используемым для прогнозов.

5.1.3. Моренный покров

Очертания моренного покрова на ледниках были нанесены на карту района исследования на 2001 год для калибровки моренного блока и для 2018 года — для его валидации (Рис. 16).

Рассматривались только ледники длиной более 1 км. Они составляют 78% площади всех ледников в бассейне Кубани и 90% площади всех ледников Терека. Для определения границ моренного покрова использовались спутниковые снимки Landsat 7 ETM+ и Sentinel-2. Согласно полученным данным, общая площадь покрытого мореной льда в бассейнах рек Терек и Кубань увеличилась с 78 км² в 2001 году до 101.7 км² в 2018 году. При этом в 2001 году около 64 км² поверхностной морены приходилось на ледники бассейна реки Терек. Заморененные ледники покрыты обломочным материалом в среднем на 17%. При этом на 2001 год в бассейне реки Терек моренный покров сосредоточен в среднем на большей высоте (3354 м над уровнем моря), чем в бассейне Кубани (в среднем 2860 м над уровнем моря) (Рис. 17).

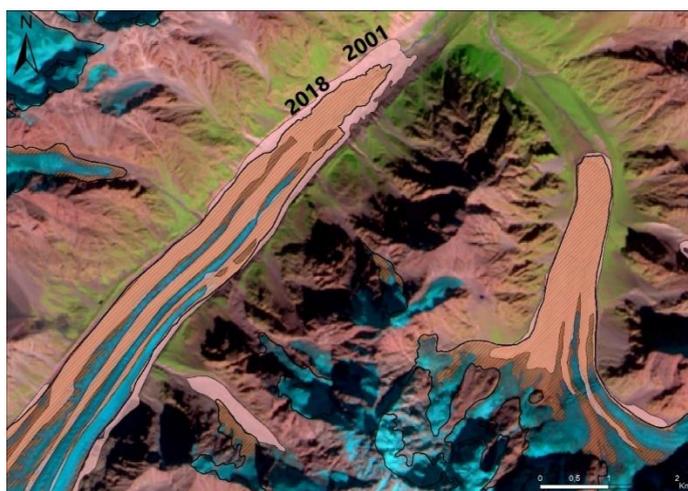


Рис. 16. Пример картографирования поверхностной морены. Даты 2001 и 2018 гг. соответствуют контурам ледников, полностью покрытых моренным материалом в фронтальной области. На заднем плане - изображение Sentinel-2 от 21 сентября 2020 года (рисунок А. Губанова).

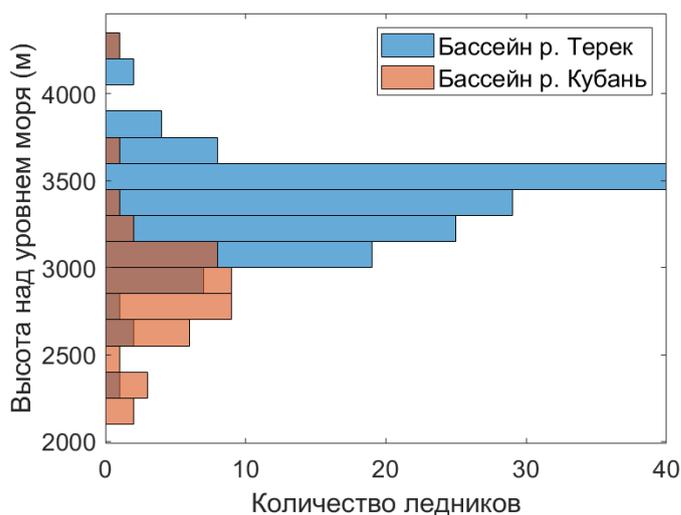


Рис. 17. Распределение ледников бассейнов рек Терек и Кубань по высоте поступления моренного материала.

Границы поверхностной морены и ЦМР (Tadono et al., 2014) были использованы для получения данных площади моренного покрова каждого ледника из RGI (RGI Consortium, 2017) для каждого 10-метрового высотного пояса. Эти данные были загружены в модель

GloGEMflow-debris и интерполированы в горизонтальную сетку GloGEMflow (верхняя панель рис. 18). Относительная площадь покрытого мореной льда была рассчитана путем деления площади моренного покрова на площадь ледника для каждой ячейки сетки (нижняя панель рис. 18). После этого относительная площадь покрытого мореной льда была аппроксимирована экспоненциальной функцией (нижняя панель рис. 18) в соответствии с уравнением:

$$\frac{A_{debris}(x)}{A(x)} = \zeta e^{(x-x_{front})\xi},$$

где x_{front} — положение фронта ледника, $A_{debris}(x)$ - площадь моренного покрова в ячейке сетки x , $A(x)$ — площадь ледника в ячейке сетки x , а ζ и ξ — подобранные для аппроксимации коэффициенты, которые были рассчитаны для каждого ледника RGI отдельно. В дальнейшем они использовались для корректировки распределения площади моренного покрова в зависимости от эволюции ледника.

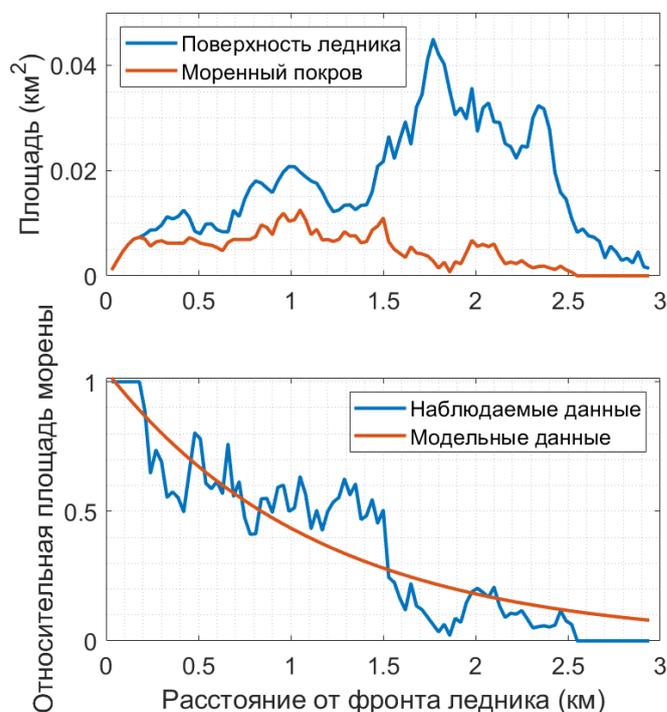


Рис. 18. Площадь моренного покрова на леднике Джанкуат вдоль линии течения.

Для оценки скорости поступления моренного материала на ледник использовались данные прямых измерений толщины поверхностной морены для Джанкуата (Поповнин и др., 2015) и база данных толщины моренного покрова (Rounce et al., 2021) для всех ледников Северного Кавказа. Эти данные были получены методом инверсии температуры поверхности и таяния под мореной.

5.2. Калибровка модели

5.2.1. Калибровка блока баланса массы

Блок расчета баланса массы был настроен в соответствии с новыми данными изменения высоты поверхности ледников в 2000-2019 гг. из Hugonnet et al. (2021). В блоке баланса массы GloGEM калибруются три параметра: (1) поправочный коэффициент на осадки, который выполняет функцию адаптации климатических данных к специфическим особенностям ледника (местные топографические эффекты, дождевая тень и т.д.); (2) коэффициенты градусо-дня (DDF), которые переводят количество дней с положительной температурой в таяние снега или льда; (3) температурная поправка на неточности, вызванные недостаточным пространственным разрешением климатических данных. GloGEM использует простую трехступенчатую процедуру калибровки: сначала калибруется параметр коррекции осадков; затем, если отклонения от данных баланса массы остаются большими, калибруется параметр DDF; если второй шаг не дает достаточно хорошего результата, параметр коррекции температуры систематически смещается. Более подробную информацию см. в Huss, Hock (2015).

Для оценки влияния поверхностной морены на эволюцию ледника были созданы два набора данных баланса массы: "без морены" и "с мореной" (Рис. 19). Для набора данных баланса массы "без морены" параметры DDF, описанные выше, были настроены в режиме выключенного моренного блока. Заметим, что параметры DDF были подобраны для достижения наилучшего соответствия модельных результатов данным изменения высоты поверхности ледника. Для заморененных ледников изменение высоты поверхности имеет характерные особенности. Эти особенности отражены в данных Hugonnet et al. (2021) и в результате настройки модели по этим данным влияют на DDF. Поскольку параметр DDF можно интерпретировать как реакцию ледника на изменение температуры, в данном случае влияние моренного покрова на эволюцию ледника моделируется неявно. Второй набор данных баланса массы для представления ледника "с моренным покровом" был создан путем ре-калибровки модели баланса массы с использованием блока моренного покрова. Для этого была определена разница между средним удельным балансом массы за 2000-2019 гг. с учетом и без учета моренного покрова для каждого ледника (Рис. 14). Этот разрыв в балансе массы учитывается при ре-калибровке параметров модуля баланса массы.

Таким образом, результирующая потеря массы схожа для наборов данных баланса массы для неявного и явного случая. Однако пространственная картина распределения баланса массы отличается в случаях без морены и с мореной (рис. 22), что влияет на характеристики ледника в плане скорости поверхности (рис. 26), расположения фронта, формы профиля ледника, скорости истончения (рис. 27). Поскольку морена увеличивает баланс массы в зоне

абляции, баланс массы в наборе данных "с мореной" обычно немного более отрицательный, чем в наборе данных "без морены", чтобы компенсировать эффект морены.

Важно различать неявный учет моренного покрова и отсутствие моренного покрова: пример на Рис. 19 показывает, что если не учитывать неявное влияние морены, то разница в объеме льда достигает 10% для ледника Азау Малый за 20 лет. Отсюда вывод: необходимо учитывать моренный покров в той или иной форме.

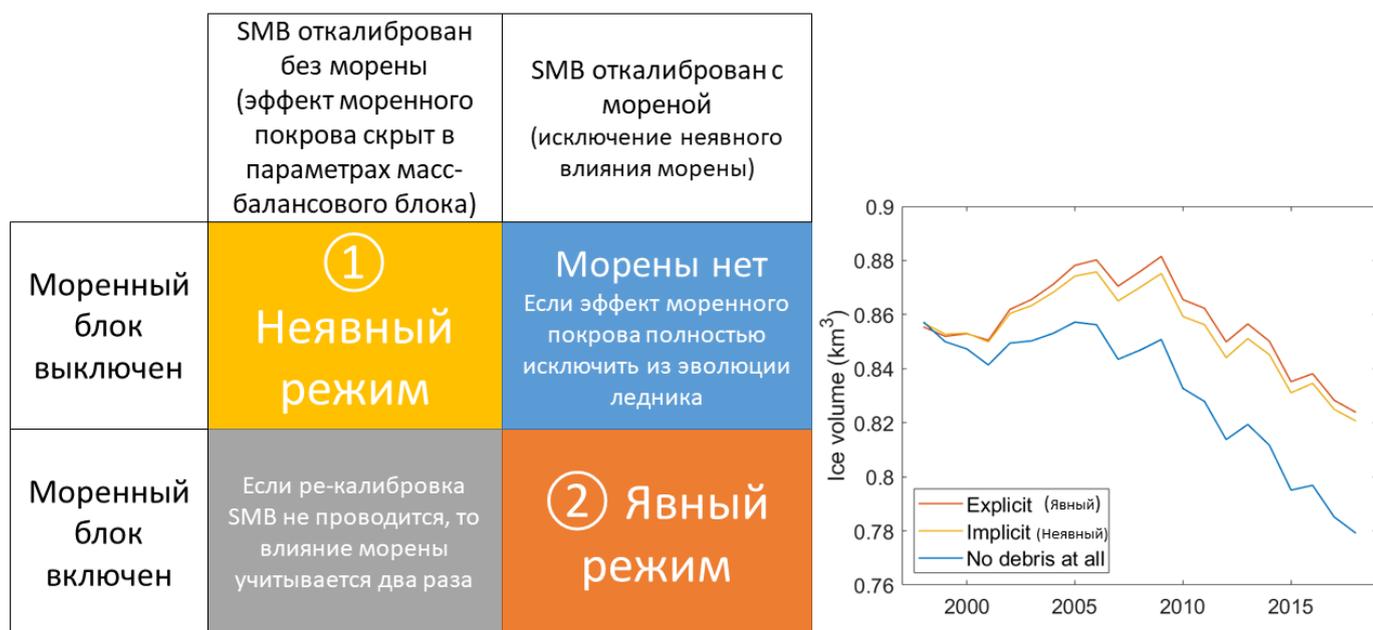


Рис. 19. Явный и неявный способы учета моренного покрова в модели. Эволюция объема льда ледника Азау Малый (RGI60-12.00168) при явном (оранжевый) и неявном (желтый) учете моренного покрова, а также при полном исключении моренного покрова из модели (синий) (правая панель).

5.2.2. Калибровка динамического блока

Калибровка модели GloGEMflow с учетом введенного модуля моренного покрова состоит из трех этапов (Рис. 21):

- (1) для каждого ледника калибруется в соответствии с геометрией из RGI в режиме без морены на дату RGI;
- (2) моренный блок калибруется для соответствия нанесенной на карту области морены в 2001/2004 гг;
- (3) динамический блок вновь калибруется для каждого ледника до достижения соответствия геометрии ледника RGI с наложенной мореной на дату инвентаризации.

Процедура калибровки динамического блока GloGEMflow направлена на точное воспроизведение геометрии ледников из RGI. Она подробно описана в Zekollari et al. (2019), а также в разделе 2.8.6. Сначала модель запускается, начиная с условий отсутствия льда. Ледник эволюционирует под действием баланса массы, который соответствует климату 1981-1990 годов, пока не будет достигнуто стационарное состояние. Затем ледник развивается с 1990 года до даты инвентаризации (около 2001 года для Кавказа). Фактор деформации-скольжения

А калибруется в соответствии с объемом ледника из RGI. Поправки на SMB также накладываются для соответствия длины ледника данным RGI.

5.2.3. Калибровка моренного блока

Для каждого ледника, на котором присутствует моренный покров (139 ледников в бассейне Терека, 42 ледника в бассейне Кубани), настраиваются три параметра: (i) F_{debris}^{input} — скорость поступления морены; (ii) параметры α_{debris} и (iii) β_{debris} зависимости фактора роста G_A (определяющего рост относительной площади покрытого мореной льда) от толщины морены на языке ледника

$$G_A = \alpha_{debris} (H_{debris}^{front})^{\beta_{debris}}$$

Калибровка фактора роста относительной площади морены

Цель этапа калибровки II — уменьшить среднеквадратичную ошибку (RMSE) для параметров модели α_{debris} и β_{debris} до менее чем 0,01 при воспроизведении относительной площади покрытого мореной льда для всех диапазонов высот, где присутствует морена. RMSE для модельной (A_{debris}^{mod}) и относительной площади покрытия мореной (A_{debris}^{obs}) равна

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (A_{debris,i}^{obs} - A_{debris,i}^{mod})^2}{n}}$$

где n — количество точек сетки, где есть покрытие льдом.

Процедура калибровки параметров моренного блока выглядит следующим образом:

- (1) ледник эволюционирует от состояния без льда до достижения стационарного состояния (под воздействием усредненного климата 1981-1990 гг.) без моренного покрова, при этом используется коэффициент деформации-скольжения, полученный на этапе I калибровки;
- (2) ледник эволюционирует до достижения стационарного состояния ледника и моренного покрова (под воздействием усредненного климата 1981-1990 гг.) с включенным моренным блоком, с исходной геометрии ледника, полученной на шаге (1);
- (3) ледник и его моренный покров эволюционируют со стационарного состояния (1981-1990) до даты инвентаризации (2000-2004 гг.);
- (4) полученная относительная площадь покрытого мореной льда сравнивается с наблюдаемой по методу наименьших квадратов: если $RMSE > 0.01$, то корректируется параметр α_{debris} (см. пример на рис. 20); если $RMSE < 0.01$, то калибровка считается успешной;
- (5) шаги (2) и (3) повторяются;
- (6) полученная относительная площадь моренного покрова сравнивается с наблюдаемым методом наименьших квадратов: если $RMSE > 0.01$, то мы изменяем параметр β_{debris} ; если $RMSE < 0.01$, то калибровка считается успешной;

(7) шаги (2) и (3) повторяются;

(8) в случае, если $RMSE > 0.01$, шаги (2)-(6) повторяются для дальнейшей коррекции параметров;

(9) выбирается набор параметров с наименьшим $RMSE$.

Результатом этапа II является ледник на дату инвентаризации, геометрия которого несколько отличается от зафиксированной в RGI, так как ледник на этом этапе моделируется с моренным покровом, и может при том же реологическом параметре достичь больших размеров, чем на этапе I. Полученные значения параметров зависимости фактора роста затем переносятся на этап калибровки III. Мы предполагаем, что зависимость между фактором роста относительной заморенной площади и смоделированной средней толщиной морены на языке ледника будет такой же такой же в будущем, как и в период времени до даты инвентаризации.

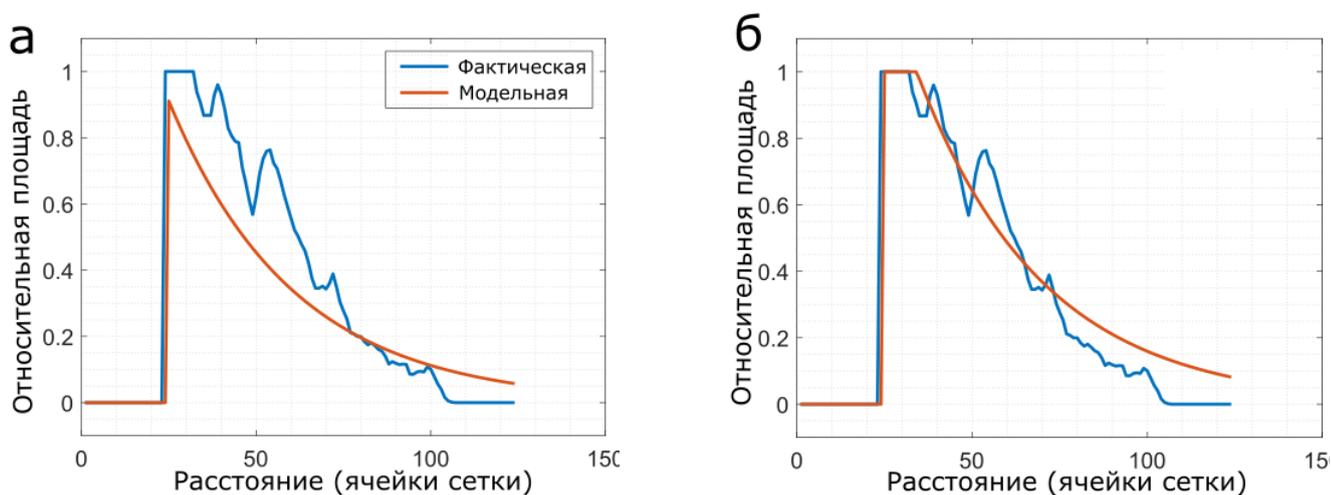


Рис. 20. Калибровка модуля моренного покрова (параметры фактора роста) для ледника Безенги. Относительная площадь покрытого мореной льда: модельная (оранжевый) и фактическая (синий). (а) Первая попытка дает $RMSE > 0,01$, требуется дальнейшая калибровка. (б) Вторая попытка дает $RMSE < 0,01$, дальнейшая калибровка не требуется.

Калибровка скорости поступления моренного материала на ледник

Скорость поступления моренного материала на ледник в результате склоновой эрозии была откалибрована с использованием модельных данных о толщине морены на 2008 год (Rounce et al., 2021) и полевых измерений из работы Поповнин и др. (2015). При этом, для ледников меньше 2 км^2 толщина морены в работе Rounce et al. (2021) вычислялась методом экстраполяции параметров, полученных для больших ледников (больше 2 км^2). Джанкуат – один из ледников, площадь которого в RGI (ошибочно) считается меньше 2 км^2 ($1,8 \text{ км}^2$ в 2001 году по данным RGI), и для него результаты полевых наблюдений значительно отличаются от данных, полученных методом экстраполяции из Rounce et al. (2021). Поэтому, было выбрано две стратегии для калибровки скорости поступления моренного покрова на ледник:

1. калибровка для всех ледников по данным толщины морены из Rounce et al. (2021);

2. калибровка для ледников больше 2 км² по данным Rounce et al. (2021), а для ледников меньше 2 км² принимается то же значение, что и для ледника Джанкуат.

Для ледника Джанкуат было получено значение скорости привноса моренного материала $F_{debris}^{in} = 0.55$ м/год. Это значение было получено в результате калибровки для достижения соответствия профиля толщины моренного покрова для ледника Джанкуат (Поповнин и др., 2015).

При калибровке скорости поступления морены по данным Rounce et al. (2021), был использован тот же метод настройки, который использовался в GloGEMflow (Zekollari et al., 2019) для калибровки динамического блока. Целью процедуры калибровки является достижение соответствия средней по всему леднику толщины моренного покрова в 2008 году, который был взят за основу в работе Rounce et al. (2021). Допустимые значения скорости поступления морены варьируют в пределах от 0,1 до 1 м в год.

В качестве первого предположения используется скорость поступления морены $F_{1,debris}^{in} = 0,55$ м/год, как и для ледника Джанкуат. Сначала модель запускается для ледника без морены при средних климатических условиях 1980-1990 гг., пока ледник не достигнет стационарного состояния. Затем моренный материал начинает поступать на поверхность ледника со скоростью $F_{1,debris}^{in}$ м/год, пока не будет достигнуто стационарное состояние моренного покрова. Далее, полученная геометрия ледника и моренного покрова используется для моделирования изменения ледника и моренного покрова в период с 1990 по 2008 год. В результате первого шага получается ледник с модельным значением средней толщины моренного покрова на 2008 год, которое сравнивается со значением из Rounce et al. (2021). Затем скорость поступления моренного покрова корректируется: уменьшается, если модельная толщина морены больше, чем нужно, и увеличивается, если модельная толщина морены слишком мала. Эта процедура повторяется до тех пор, пока не будет достигнуто совпадение с эталонной толщиной моренного покрова в 2008 году (в пределах 1%):

- второе предположение, $F_{2,debris}^{in} = F_{1,debris}^{in} - 0,2$ м/год, если толщина морены переоценена моделью, либо на $F_{1,debris}^{in} + 0,2$ м/год, если толщина морены недооценена моделью.
- третье предположение, $F_{3,debris}^{in} = F_{2,debris}^{in} - 0,1$ м/год, если средняя толщина морены переоценена моделью, либо $F_{2,debris}^{in} + 0,1$ м/год, если модельная толщина морены слишком мала.
- Последующие предположения о F_{debris}^{in} определяются на основе линейной зависимости модельной средней толщины моренного покрова (независимая переменная) от предыдущих оценок F_{debris}^{in} (зависимая переменная). Таким образом, каждая следующая оценка $F_{next,debris}^{in}$ зависит от предыдущих итераций, для которых строится полином

первого порядка (т.е. линейная функция). Если возможно, выбираются F_{debris}^{in} из двух итераций, одна из которых дает завышенную толщину морены, а другая — заниженную. Тогда следующее предположение должно лежать между этими двумя итерациями. В противном случае используются два последних предположения для F_{debris}^{in} . Это приводит к быстрому сближению с эталонной средней толщиной морены в 2008 году, обычно в течение 4-5 итераций.

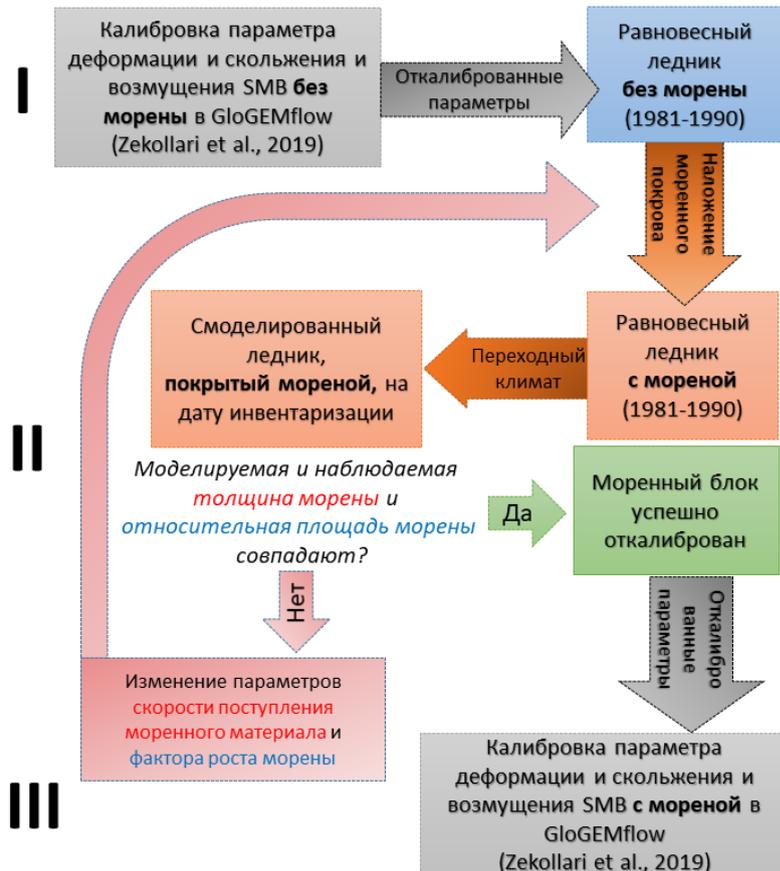


Рис. 21. Три этапа калибровки модели GloGEMflow с учетом введенного модуля моренного покрова.

5.3. Валидация модели

5.3.1. Валидация блока баланса массы

Модификация баланса массы при моделировании моренного покрова создает более реалистичный градиент баланса массы, чем в режиме без моренного блока, если сравнивать с Hugonnet et al. (2021) (Рис. 22).

Так как масс-балансовый блок был откалиброван по данным Hugonnet et al. (2021) за период 2000-2019 гг., для валидации для ледников Эльбруса были взяты данные из работы Kutuzov et al. (2019) и сравнены с результатами симуляции в 1997-2017 гг. Модельный баланс массы убывает в среднем со скоростью около -0.5 м в.э. в год, что хорошо соответствует наблюдениям (Kutuzov et al., 2019). При сравнении средней убыли массы по отдельным ледникам, модельные данные тоже в целом хорошо коррелируют с результатами из работы

Kutuzov et al. (2019) (Рис. 23, 24) ($RMSE = 0,3 \text{ м в.э. г}^{-1}$, $R^2 = 0.71$). Также, результаты моделирования баланса массы показывают, что в начале 2000-х баланс массы оледенения Эльбруса был в среднем положителен, что скорее всего соответствует отмеченному в работе Золотарев (2005) наступанию некоторых ледников на Эльбрусе.



Рис. 22. Изменение высоты поверхности ледника вдоль линии потока (показана на спутниковом снимке Bing со спутника ледника Шхельда по данным Hugonnet et al. (2021).

5.3.2. Валидация моренного блока

Для валидации моренного блока были использованы данные изменения площади морены на каждом леднике в период с 2001 по 2018 год. Для этого была составлена карта моренного покрова на основе снимков Landsat 7 ETM+ и Sentinel-2 за 2018 год. Затем изменение площади моренного покрова, накопленного при моделировании эволюции ледника и морены с 2001 по 2018 год, сравнивалось с наблюдаемым для каждого отдельного ледника (203 точки на рис.

25). Смоделированное изменение площади моренного покрова хорошо коррелирует с наблюдаемым ($R^2 = 0,66$, $RMSE=0.18$, Рис. 25).

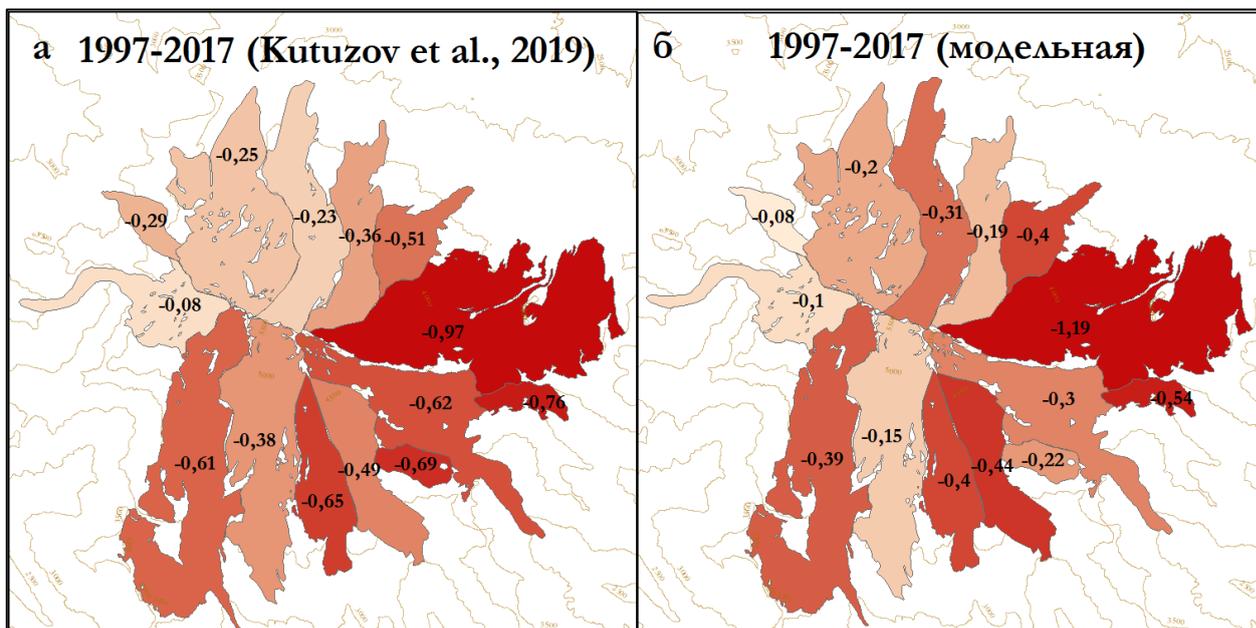


Рис. 23. Измеренная и смоделированная убыль массы ледников на 1997-2017 гг.

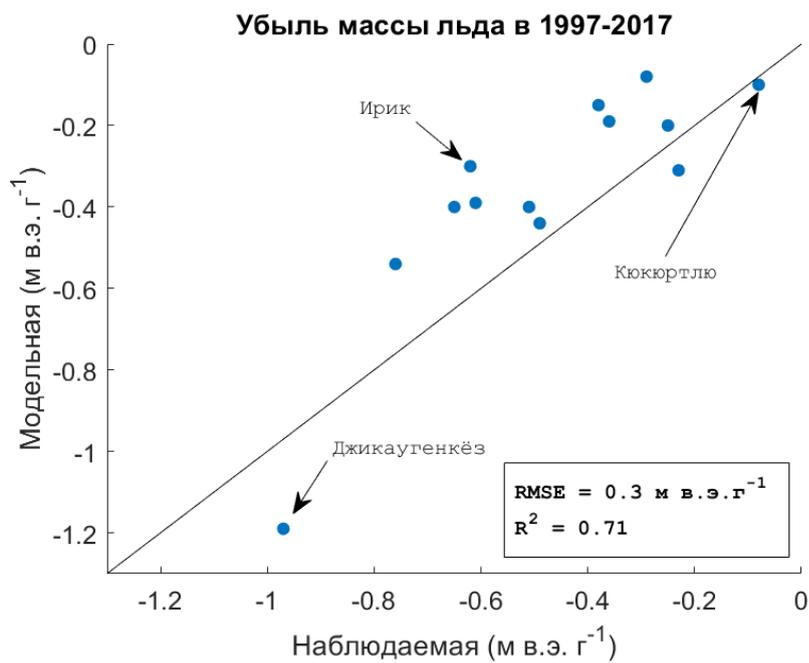


Рис. 24. Измеренная (Kutuzov et al., 2019) и смоделированная убыль массы ледников на 1997-2017 гг.

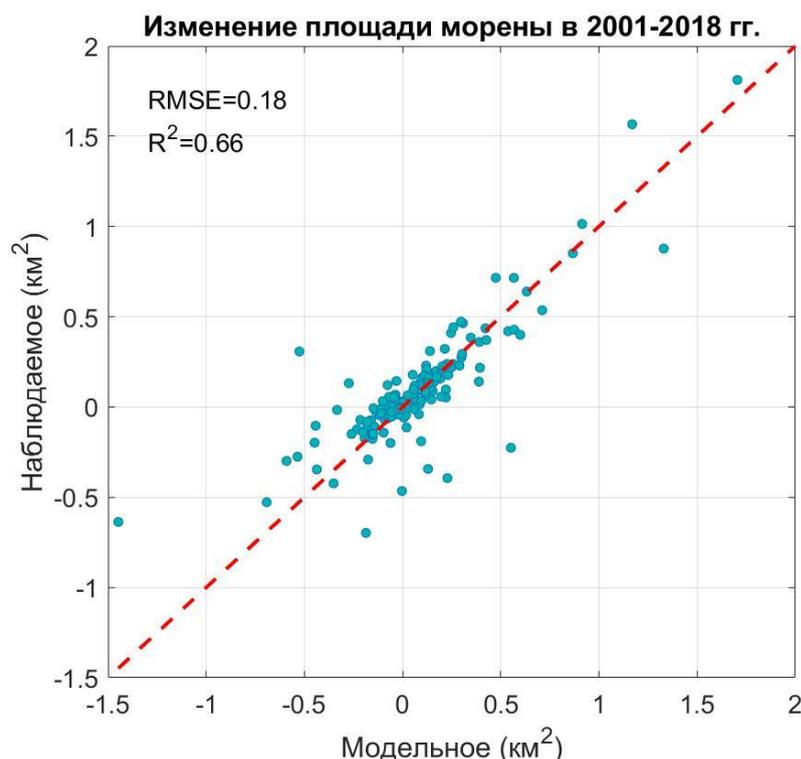


Рис. 25. Наблюдаемое и смоделированное изменение площади моренного покрова ледников бассейнов Терека и Кубани в период 2001-2018 гг.

5.4. Результаты моделирования

5.4.1. Скорость течения ледников

Моренный покров изменяет профиль ледника и, следовательно, его скорости (Рис. 26). Многие из смоделированных ледников, покрытых мореной, имеют характерную выпуклую вниз форму профиля скорости поверхности, чего нельзя сказать о тех же ледниках, смоделированных без участия моренного блока. В средней зоне абляции скорость ледника ниже, когда моренный блок включен. Эти результаты согласуются с другими модельными исследованиями, которые включают динамическое перераспределение моренного материала (Ferguson, Veili, 2021). В среднем, скорость ледников на 6,5% ниже при явном моделировании моренного покрова (по сравнению с моделированием без него) в бассейне Кубани и на 2% ниже в бассейне Терека.

5.4.2. Уменьшение толщины ледников

Ледники, для которых моренный покров моделируется явно, демонстрируют характерную картину истончения до 2030-х гг.: в начале, лед истончается в основном в зоне средней абляции (так называемая «зона максимального истончения») (Anderson et al., 2021a) (Рис. 27), в то время как длина ледника меняется мало за этот период времени. Это не так для ледников, где моренный покров моделируется неявно: в этом случае основные потери льда происходят у фронта ледника. Согласно Benn et al. (2012) и Anderson et al. (2021a), усиленное

истончение в средней части ледника, моделируемого с мореной, контролируется измененным из-за морены движущим напряжением, и наоборот. Когда большая часть потери массы происходит в средней зоне, поверхностный градиент уменьшается, что снижает движущее напряжение и скорость ледника на фронте. Эти результаты согласуются с наблюдаемыми изменениями толщины ледников на Кавказе (Hugonnet et al., 2021) и с результатами наблюдений и моделирования в других регионах (Hambrey et al., 2008; Banerjee, Shankar, 2013; Brun et al., 2019).

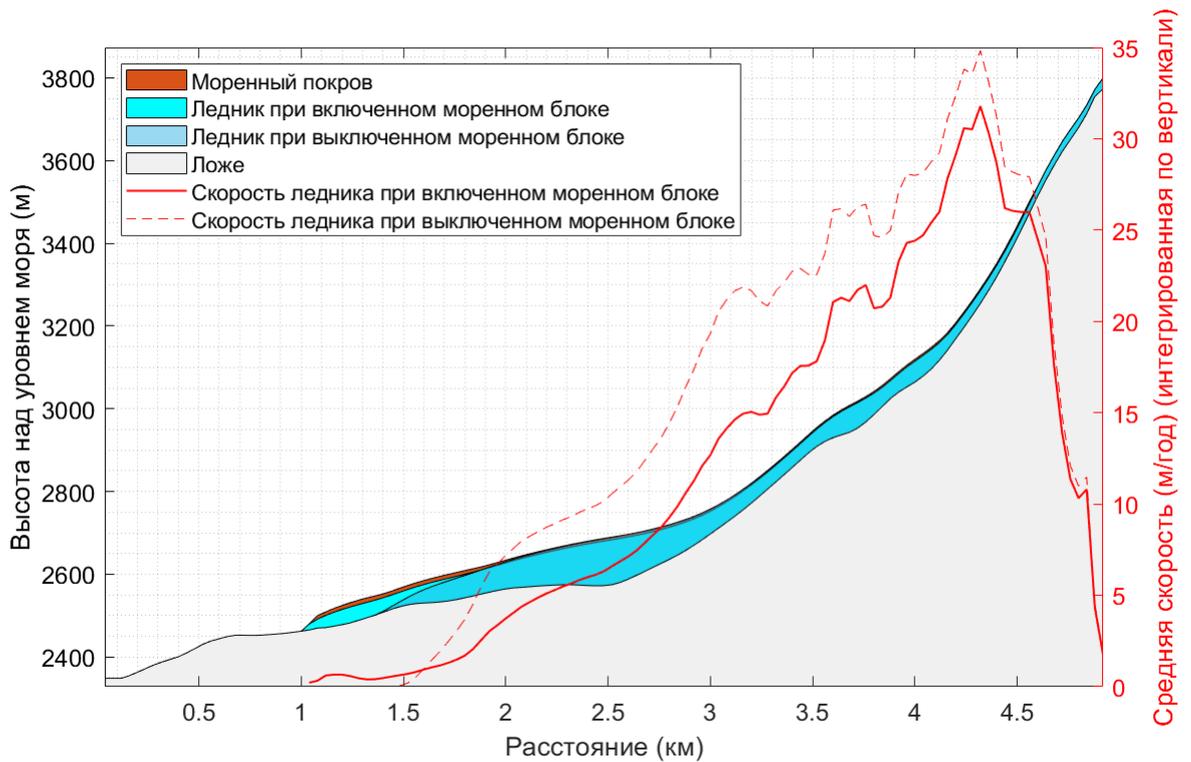


Рис. 26. Вертикально усредненная скорость и профиль ледника Башкара (RGI Id 849) в 2001 году в режиме моделирования с моренным покровом и без него. С моренным покровом ледник в модели получается более длинным и тонким (см. раздел 6.4.2. «Уменьшение толщины ледников»).

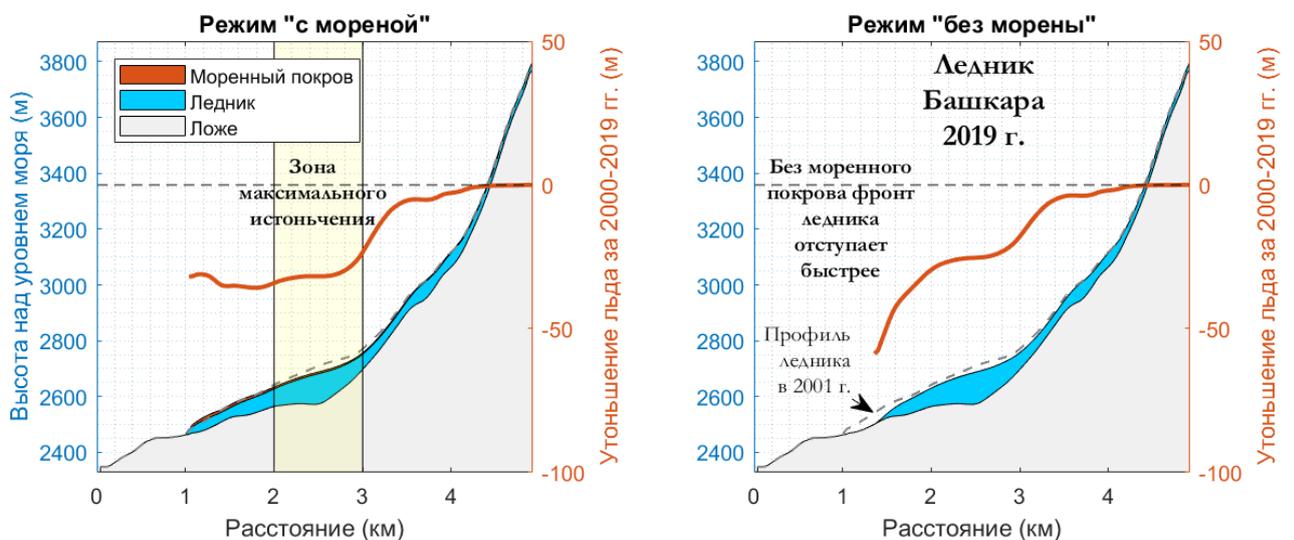


Рис. 27. Скорость истончения ледника Башкара за 2000-2019 гг. при явном (слева) и неявном (справа) учете эволюции моренного покрова. Затененная область указывает на зону максимального истончения,

определенную в Anderson et al. (2021).

5.4.3. Эволюция толщины моренного покрова

Эволюция толщины моренного покрова имеет схожие закономерности в бассейнах Терека и Кубани (Рис. 28а,б). Рисунок 28 (а, б) показывает, что с начального среднего значения приблизительно 0,34 м в бассейне Терека и 0,5 м в бассейне Кубани в 2020 году, толщина морены растет лишь до определенного момента, а затем убывает при всех климатических сценариях до 2100 года. При этом в течение коротких периодов возможно увеличение толщины моренного покрова.

К концу века, моренный покров может практически исчезнуть при сценарии SSP5-8.5, когда остаются ледники в основном только выше 4500 м на Эльбрусе. Чем меньше потепление прогнозируется, тем толще слой морены, который может сохраниться к концу века (Рис. 28а,б).

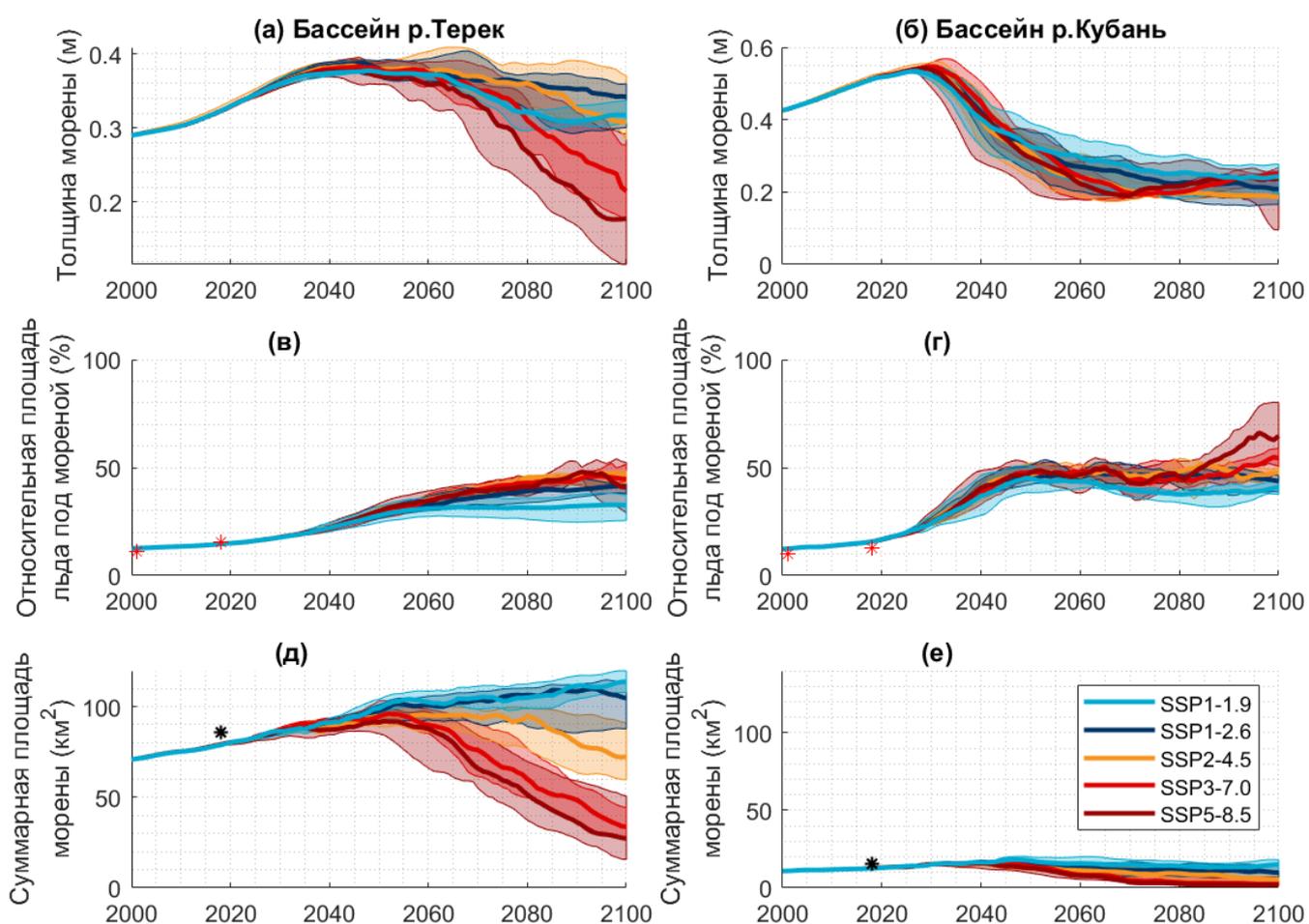


Рис. 28. Эволюция моренного покрова при различных климатических сценариях. Жирные линии — медианные значения, рассчитанные для разных климатических моделей каждого сценария. Затененные области представляют собой разброс модельных результатов в рамках каждого климатического сценария.

5.4.4. Эволюция площади моренного покрова

Доля покрытой мореной площади ледников

В результате эволюции ледников между 2020 и 2100 годами доля покрытой мореной площади ледников в бассейне Терека растет для всех климатических сценариев, кроме SSP1-1.9 от 15% в 2020 году до $40\pm 2\%$ (SSP1-2.6) – $50\pm 4\%$ (SSP5-8.5) в 2100 году. При сценарии SSP1-1.9 доля покрытого мореной льда стабилизируется в 2060 году на значении $33\pm 5\%$. В бассейне Кубани доля заморененного льда прекращает расти в 2050 году при сценариях 1.9, 2.6 и 4.5, стабилизируясь на 30-40%. При экстремально теплых сценариях потепления в бассейне Кубани прогнозируется рост доли покрытого мореной льда до конца века, до 60-80%.

Суммарная площадь моренного покрова

Смоделированная суммарная площадь моренного покрова в бассейнах Терека и Кубани растет до конца века при умеренных сценариях 1.9 и 2.6. При остальных сценариях она убывает тем больше, чем теплее прогнозный климат. После 2030 года чувствительность прогнозируемой площади моренного покрова к климатическим сценариям и GCM в бассейне Терека и Кубани постепенно возрастает.

В будущем общая площадь морены в бассейне Кубани не превысит 20 км² независимо от климатического сценария (Рис. 28е). В бассейне Терека площадь моренного покрова на ледниках достигает таких же низких значений только для сценария SSP5-8.5. С точки зрения эволюции моренного покрова к 2100 году, бассейн Терека более чувствителен к реализации того или иного сценария: в то время как общая площадь моренного покрова варьирует от 0 до 20 км² для бассейна Кубани в зависимости от климатического сценария, для бассейна Терека она составляет от 20 до 120 км². Общая площадь моренного покрова в бассейне Терека в 2100 году максимальна для самых мягких сценариев (SSP1-1.9, SSP1-2.6) — в среднем 100 км² — и минимальна для самых экстремальных сценариев (SSP3-7.0, SSP5-8.5) — в среднем 40 км². Такая же зависимость наблюдается и для бассейна Кубани: наибольшая площадь моренного покрова для SSP1-1.9 в 2100 году (20 км²) и наименьшая для SSP5-8.5, где прогнозируется исчезновение моренного покрова.

5.4.5. Изменение объема льда

По прогнозам, между 1990 и 2100 годами ледники бассейна Терека потеряют от 20% (SSP1-1.9, медианное значение 50%) до ~99% (SSP5-8.5, медианное значение 95%) от общего объема льда 1990 года, независимо от того, активирован ли моренный блок или нет (Рис. 29). Для бассейна Кубани соответствующая потеря объема льда составляет от ~42% (медиана 75%) до ~100% (медиана 99%), причем разница между неявной и явной формулировкой моренного покрова здесь также незначительна для всех сценариев, кроме SSP1-1.9 к 2100 году.

Между 2010 и 2035 годами ледники обоих бассейнов теряют лед с постоянной скоростью, если рассматривать медианные значения. Однако скорость потери льда почти в два раза выше для ледников бассейна Кубани по сравнению с ледниками бассейна Терека (Рис.

29). За линейной потерей объема льда следует уменьшение градиента, которое, по прогнозам, произойдет в разное время, что зависит от бассейна и климатического сценария. В целом, снижение скорости потери объема льда начинается раньше для более мягких сценариев, и раньше для бассейна Кубани по сравнению с бассейном Терека.

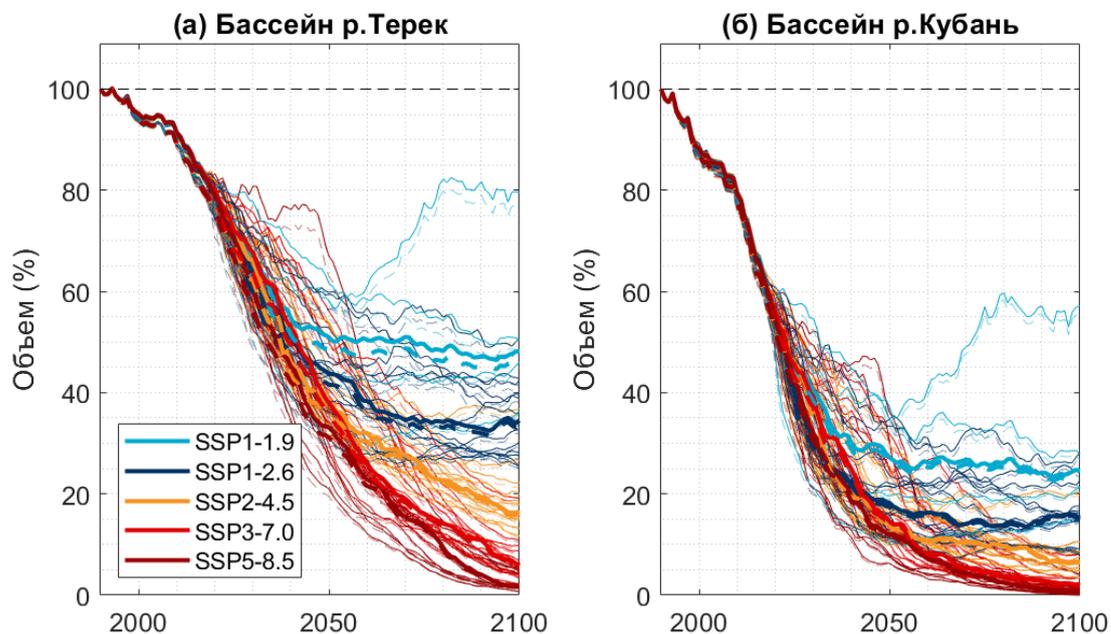


Рис. 29. Эволюция объема ледников в 2015-2100 гг. относительно 1990 г. Сплошные линии — при моделировании с учетом морены, пунктирные — без учета морены. Жирные линии — медианные значения, рассчитанные для разных климатических моделей каждого сценария.

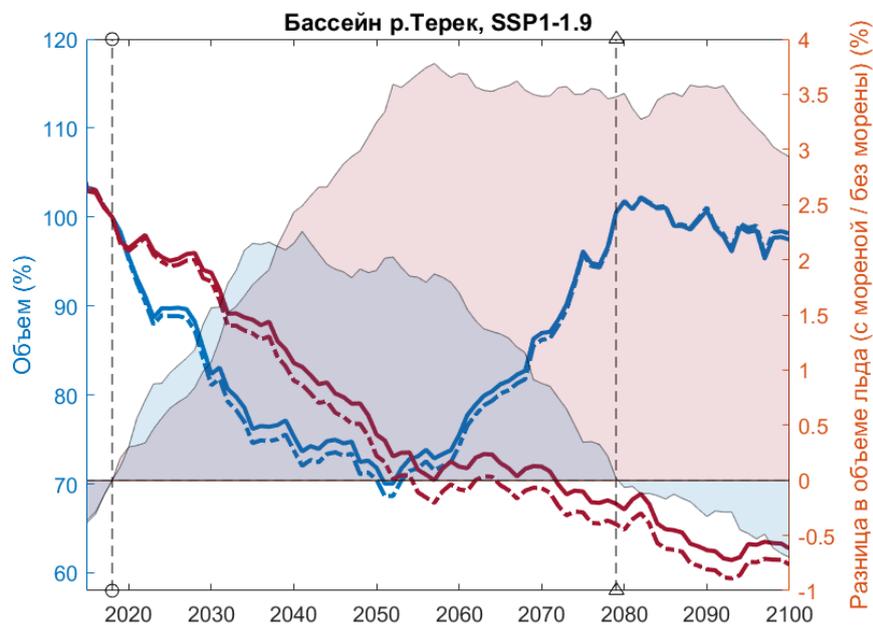


Рис. 30. Эволюция объема льда в бассейне р.Терек в соответствии с климатическим сценарием SSP1-1.9 при явно (сплошная линия) и неявно (пунктирная линия) смоделированном моренном покрове для двух различных МОЦ: CAMS-CSM1-0 (синий) и EC-Earth3-Veg (красный). Влияние моделирования моренного покрова (затененная область) измеряется в процентах относительно режима «без морены». Оно положительно, если учет моренного покрова замедляет потерю льда (и отрицательно, если потеря льда увеличивается при явном подходе).

Скорость потери льда сильно варьирует между первой и второй половиной столетия.

Например, в 2000-2050 годах ледники бассейна Терека теряют лед со скоростью от 0,34 км³ в год (SSP1-1.9) до 0,42 км³ в год (SSP5-8.5) при моделировании моренного покрова. Если режим моренного покрова деактивирован, потери льда на 1% выше. Напротив, в 2050-2100 гг. модель производит прирост объема льда со скоростью 0,028 км³ в год при сценарии SSP1-1.9 (прирост составляет 0,032 км³ в год при выключенном моренном блоке), и потерю льда до 0,24 км³ в год для сценария SSP5-8.5 (0,22 км³ в год в режиме моделирования «без морены»). Таким образом, результаты показывают, что в первой половине столетия, когда баланс массы сильно отрицательный, моренный покров немного замедляет смоделированную скорость потери льда. Напротив, когда ледник стабилизируется ко второй половине столетия, при моделировании с мореной характерны чуть более высокие потери льда, чем в режиме чистого льда.

Даже в рамках одного климатического сценария отмечается значительное различие в кривых изменения объема льда. Например, при самом мягком сценарии (SSP1-1.9), прогностический объем льда под воздействием климатической модели EC-Earth3-Veg монотонно убывает, и при учете эволюционирующего моренного покрова после 2019 года потери объема льда постоянно меньше, чем при выключенном моренном блоке (Рис. 30). Напротив, под воздействием климатической модели CAMS-CSM1-0, в численных экспериментах происходит переход от потери массы к приросту массы около 2050 года, и эффект от учета эволюционирующего моренного покрова достигает максимума в 2% около 2040 года (Рис. 30). Возможные причины этого описаны в разделе 6.5 «Обсуждение».

5.4.6. Влияние учета морены на прогнозы объема льда

Изменение влияния моренного покрова на объем льда в течение столетия (Рис. 31) было оценено путем вычитания результата, полученного в режиме без морены, из значений объема льда с мореной (Рис. 29). Максимум влияния моренного покрова на объем льда достигается в среднем около 2027 года для бассейна Терека и в 2020 году для бассейна Кубани. К концу века влияние моренного покрова на объем оставшегося льда убывает (Рис. 31, Табл. 5). Для обоих бассейнов разница в общем объеме льда в режимах моделирования без морены и с мореной уменьшается к концу века (рис. 31). Для обоих бассейнов влияние моренного блока на объем льда к концу века больше для более мягких сценариев. Если смотреть на медианные значения для каждого климатического сценария, для бассейна Кубани разница в объеме льда при моделировании эволюции ледников с мореной и без падает ниже 2% для всех сценариев (Рис. 31), в то время как для бассейна Терека это верно лишь при реализации сценариев SSP2-4.5, SSP3-7.0 и SSP5-8.5.

Максимальная разница в объеме льда к 2100 году при моделировании с мореной по сравнению с моделированием без морены проявляется на определенной высоте над уровнем моря, в зависимости от климатического сценария и объема льда на данной высоте. В бассейне

Терека при сценариях SSP1-1.9, SSP1-2.6 и SSP2-4.5 максимальное влияние морены выражено больше всего на высотах 3000-4200 м (Рис. 32). Для сценариев 7.0 и 8.5 разница в объемах льда при моделировании с мореной и без выражена значительно слабее и сосредоточена на высоте около 3700-4000 м. Это соответствует нижним областям, где сосредоточена область оледенения (Рис. 33).

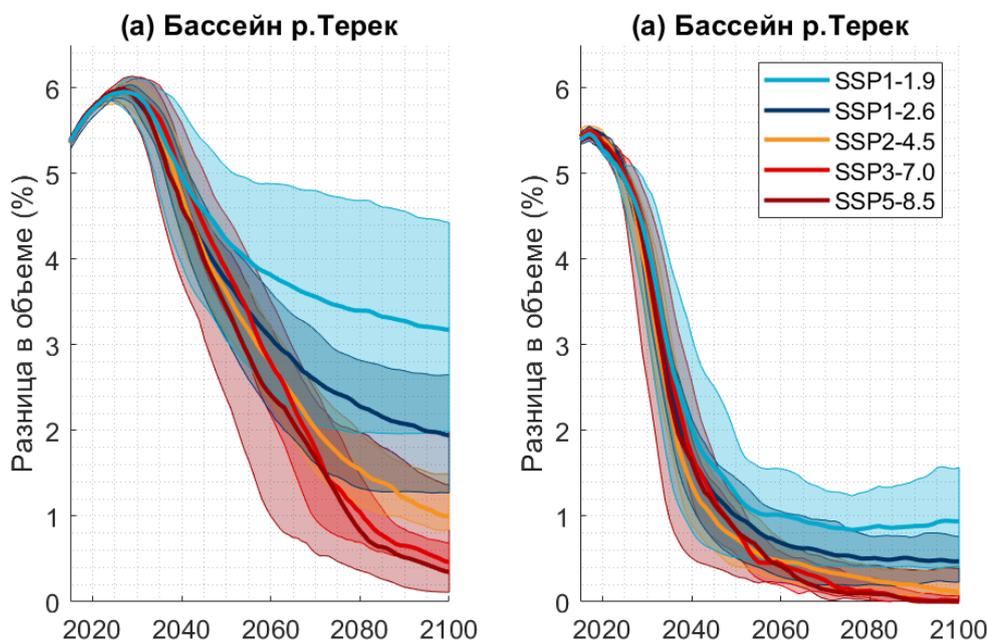


Рис. 31. Разница в объеме льда при моделировании эволюции ледника с мореной и объеме льда при моделировании в режиме без морены, в зависимости от климатического сценария SSP. (жирные линии – медианные значения разницы в объемах, рассчитанного для разных климатических моделей каждого сценария).

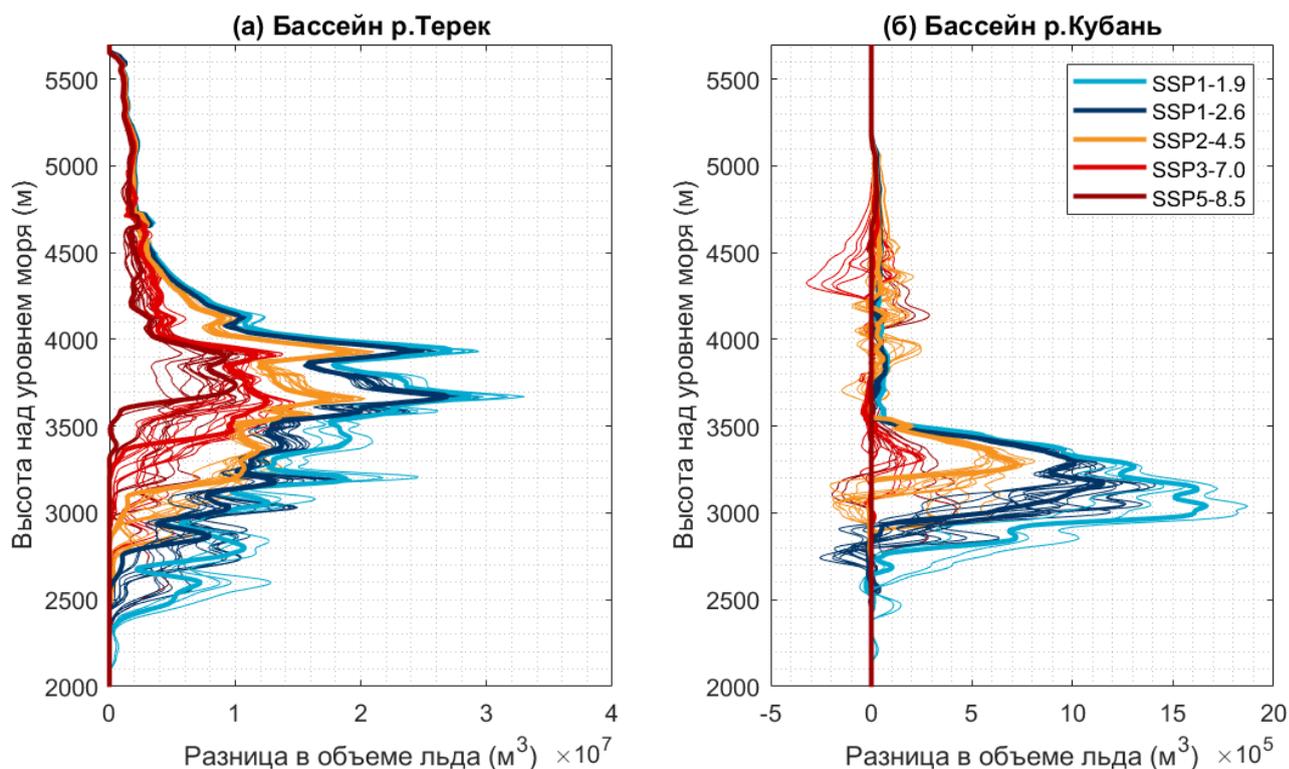


Рис. 32. Разница в прогнозируемом объеме льда в 2100 году при моделировании эволюции ледника с

мореной и объеме льда при моделировании в режиме без морены, в зависимости от климатического сценария SSP. (жирные линии – медианные значения разницы в объемах, рассчитанного для разных климатических моделей каждого сценария).

Таблица 5. Эволюция объема льда (в процентах относительно 2020 года) в бассейне р. Терек при пяти сценариях и климатическом воздействии модели CAMS-CSM1-0.

	2030	2040	2050	2060	2070	2080	2090	2100
SSP1-1.9								
С моренным блоком	-14.7	-22.9	-27.5	-26.3	-13.8	0.5	-0.4	-2.3
Без моренного блока	-16.4	-25.2	-29.6	-28.4	-15.6	-0.7	-1.3	-2.8
Разница	-1.6	-2.2	-2.1	-2.1	-1.8	-1.2	-0.9	-0.5
SSP1-2.6								
С моренным блоком	-13.5	-19.1	-27.2	-31.4	-32.0	-31.2	-35.4	-38.5
Без моренного блока	-15.1	-21.5	-29.7	-33.7	-34.3	-33.1	-37.1	-40.0
Разница		-2.4	-2.5	-2.4	-2.2	-1.9	-1.7	-1.5
SSP2-4.5								
С моренным блоком	-12.8	-19.0	-31.7	-47.4	-51.1	-55.6	-54.1	-55.2
Без моренного блока	-14.4	-21.5	-34.4	-49.7	-52.6	-56.3	-54.2	-55.1
Разница		-2.5	-2.7	-2.3	-1.4	-0.7	-0.1	0.0
SSP3-7.0								
С моренным блоком	-8.2	-20.7	-36.9	-43.1	-51.9	-65.2	-72.8	-77.4
Без моренного блока	-9.5	-23.1	-39.5	-44.8	-52.9	-65.5	-72.8	-77.0
Разница		-2.5	-2.5	-1.6	-1.0	-0.3	0.0	0.4
SSP5-8.5								
С моренным блоком	-5.1	-10.9	-26.6	-50.9	-63.9	-71.1	-79.3	-85.9
Без моренного блока	-6.3	-13.2	-29.8	-53.5	-65.1	-71.1	-78.9	-85.1
Разница		-2.3	-3.2	-2.6	-1.2	0.0	0.5	0.8

В бассейне Кубани максимальное влияние моренного покрова прогнозируется на более низких высотах — 2700-3500 м для сценариев 1.9, 2.6, 4.5 и около 3500 м для сценариев 7.0 и 8.5. При некоторых сценариях на ледниках Эльбруса выше 4000 м в бассейне Кубани, прогнозируемый объем льда чуть меньше для ледников, смоделированных с мореной, чем без нее.

5.4.7. Изменение пространственного положения ледников Северного Кавказа

В бассейне Терека при всех климатических сценариях кроме 8.5 наибольший объем льда к 2100 году сохранится 3500-4000 м над уровнем моря (Рис. 33). В бассейне Кубани при любом климатическом сценарии наблюдается два экстремума в распределении объема льда по высотным поясам: на высотах 2800-3400 м, в основном на отрогах Главного Кавказского Хребта (ГКХ), и на высоте 4300-4700 м, на Эльбрусе (Рис. 33). При этом спрогнозированный объем льда, сохраняющийся в бассейне Кубани к 2100 году, на порядок меньше, чем в

бассейне реки Терек.

При экстремальном климатическом сценарии (SSP5-8.5) ледники сохраняются в основном на горе Эльбрус выше 4000 м над уровнем моря (Рис. 33). В бассейне Терека 84% льда, оставшегося к 2100 году при сценарии 8.5 (0,42 км³), находится на горе Эльбрус. Если же рассматривать наиболее мягкий сценарий (SSP1-1.9), то вклад ледников Эльбруса в общее количество льда к 2100 году будет гораздо меньше: 30%. В бассейне р. Кубань, согласно климатическому сценарию SSP5-8.5, 98% оставшегося льда (0,015 км³) сосредоточено на Эльбрусе, выше 4500 м над уровнем моря (Рис. 33). При этом 2% объема льда сохранится на высоте 3500-3700 м, на склонах ГКХ. Очевидная причина заключается в том, что гора Эльбрус позволяет ледникам отступать до самых больших высот в регионе.

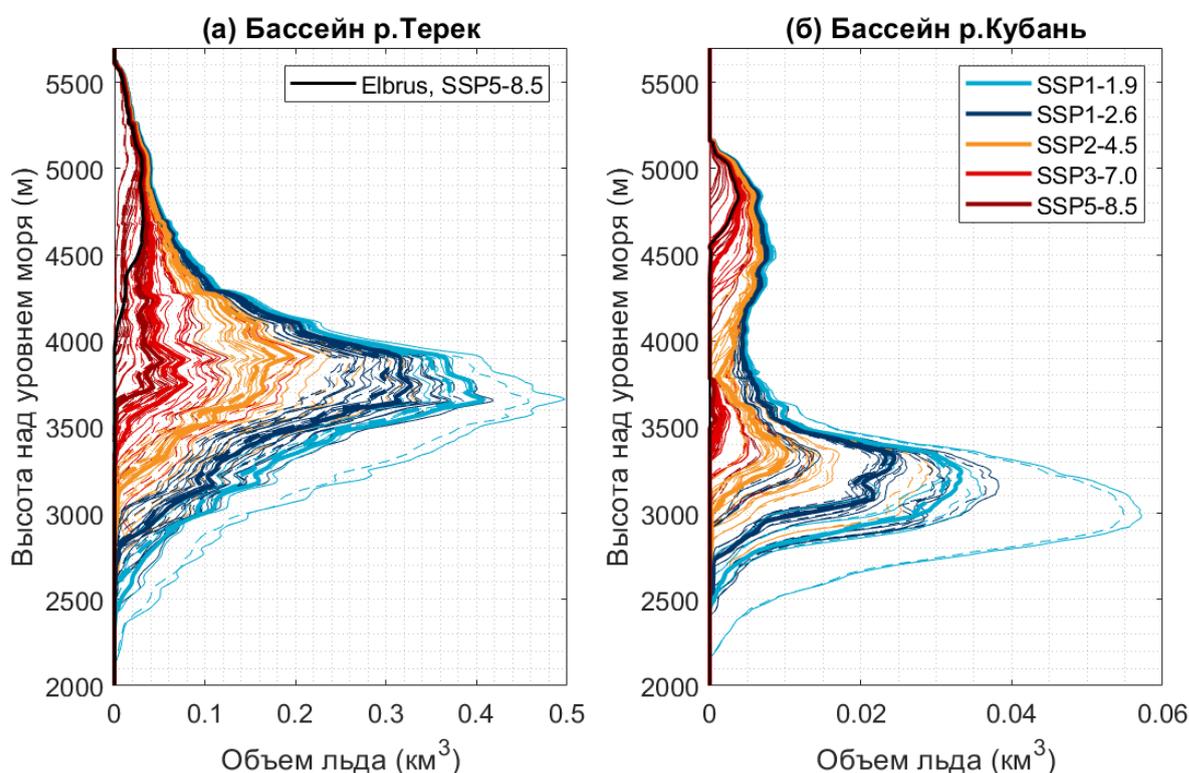


Рис. 33. Распределение объема льда по высотным поясам в 2100 году, в зависимости от климатического сценария SSP (жирные линии – медианные значения среди всех GCM каждого сценария). Штрихом обозначены результаты, полученные без моренного блока, сплошной линией — при участии эволюционирующей морены. Черной линией обозначено медианное распределение объема льда для ледников Эльбруса при сценарии SSP5-8.5.

Карты на Рис. 34 показывают пример спрогнозированного положения ледников в 2100 году на Центральном Кавказе при климатических сценариях SSP1-2.6 и SSP5-8.5. По сценарию SSP5-8.5, на Главном Кавказском хребте почти не останется льда. По сценарию SSP1-2.6 крупные ледники теряют свои длинные языки и разделяются на несколько малых ледников, а маленькие ледники исчезают. Однако на больших высотах может сохраниться довольно толстый лед (например, более 300 м для Караугольского ледника).

Несмотря на то, что региональная модель, использованная в данной работе, не

предназначена для точного моделирования отдельных ледников, можно сравнить эволюцию некоторых ледников, представляющих интерес, для разных сценариев. Так, на картах на 2060 год видно, что ледник Шхельда отступает на 500 метров выше при сценарии SSP5-8.5, чем при сценарии SSP1-2.6. Ледник Джанкуат к 2060 году почти исчезает при сценарии SSP5-8.5, в то время как при сценарии SSP1-2.6 сохраняется небольшой участок ледника. От ледника Безенги при сценарии SSP5-8.5 отделяются две большие области мертвого льда, на высоте 2500 и 2900 м над уровнем моря. К 2100 году они исчезают при любом сценарии. Большие разветвленные ледники разделяются на несколько маленьких. Ледники Эльбруса отступают на 200-300 метров выше в 2060 году при сценарии SSP5-8.5 по сравнению со сценарием SSP1-2.6. К 2100 году эта разница увеличивается до 1000 метров. За пределами Эльбруса ледники почти полностью исчезают при сценарии SSP5-8.5. Остаются лишь малые участки льда выше 4500 м.

При моделировании ледников с учетом эволюционирующей морены в 2040 году заметно замедление отступления некоторых больших ледников, например Дыхсу, Айлама, Безенги (Рис. 35). Однако в региональном масштабе такая разница не может играть большой роли. Таким образом, наглядно видно, что неопределенность, связанная с климатическим прогнозом, гораздо больше, чем неопределенность, связанная с наличием или отсутствием моренного блока в модели. При этом, при прогнозировании положения фронтов ледников на ближайшие 20 лет, для крупных долинных ледников верно обратное: климатический сценарий играет меньшую роль, нежели учет эволюционирующего моренного чехла.

5.4.8. Эволюция баланса массы ледников в XXI веке

Эволюция баланса массы в 21 веке (Рис. 36) является функцией двух процессов: будущего потепления (которое уменьшает баланс массы) и отступления ледников на большую высоту (что уменьшает модуль баланса массы). В сценариях с низким уровнем потепления уменьшение баланса массы компенсируется отступанием фронтов ледников в более высокие пояса, в то время как в сценариях с высоким уровнем потепления ледники не стабилизируются.

По всем сценариям в первой половине столетия ледники отступают на большие высоты, где более низкие температуры приводят к менее отрицательному балансу массы. Например (все примеры относятся к среднему значению между различными климатическими моделями для каждого сценария), будущая эволюция баланса массы в сценарии SSP1-1.9 с низким потеплением характеризуется отрицательным балансом массы до 2050 года, в то время как во второй половине века баланс массы становится положительным (Рис. 36). Это происходит частично из-за взаимодействия между миграцией ледников на большие высоты и повышением температуры, частично из-за увеличения количества осадков, которые компенсируют небольшой рост температуры. Поэтому для данного сценария ледники отступают в первой

половине столетия и наступают во второй половине столетия.

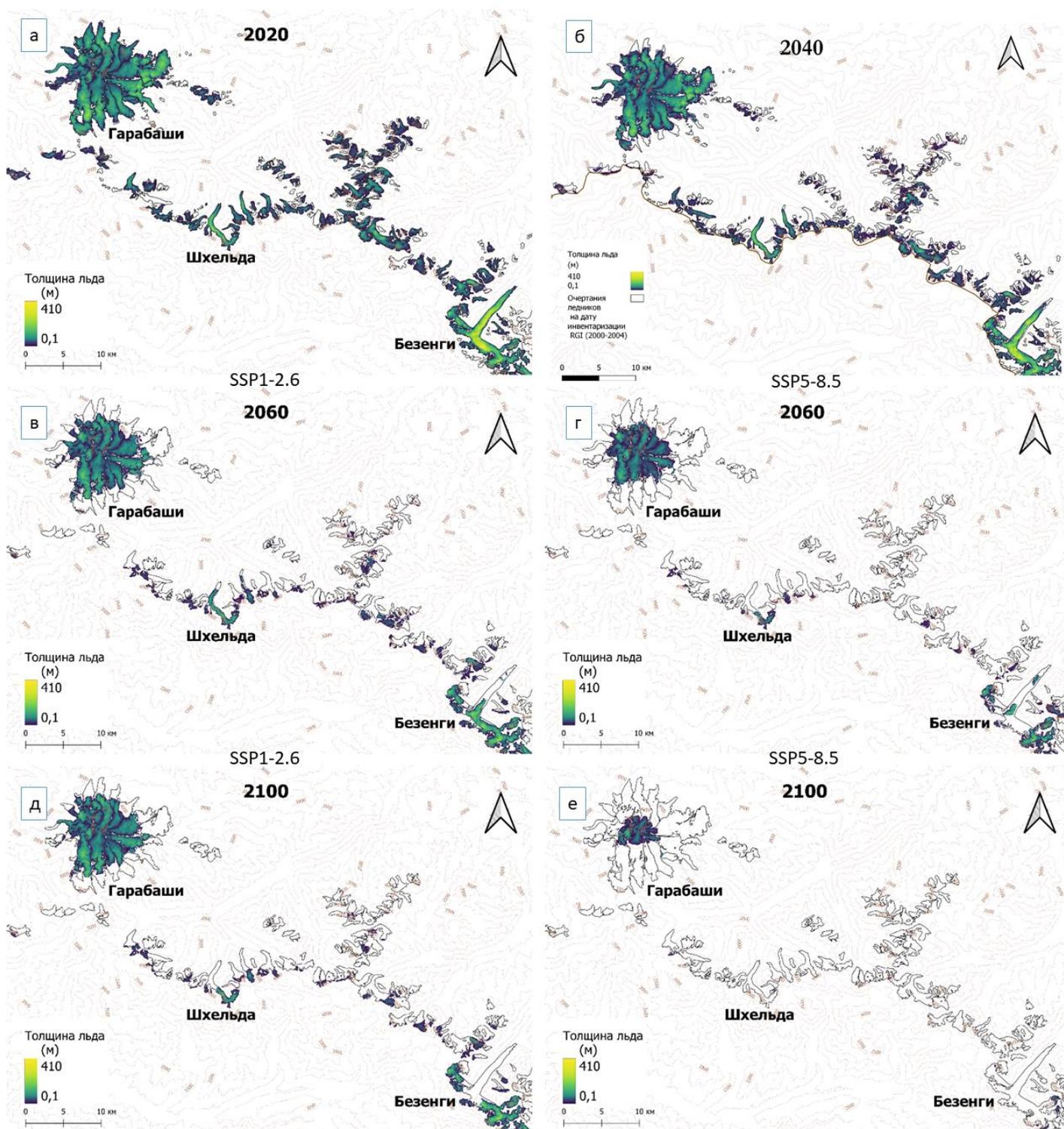


Рис. 34. Положение и толщина ледников Центрального Кавказа, при сценариях SSP1-2.6 (умеренное потепление) и SSP5-8.5 (максимальное потепление), модель CESM2-WACCM, при моделировании с мореной.

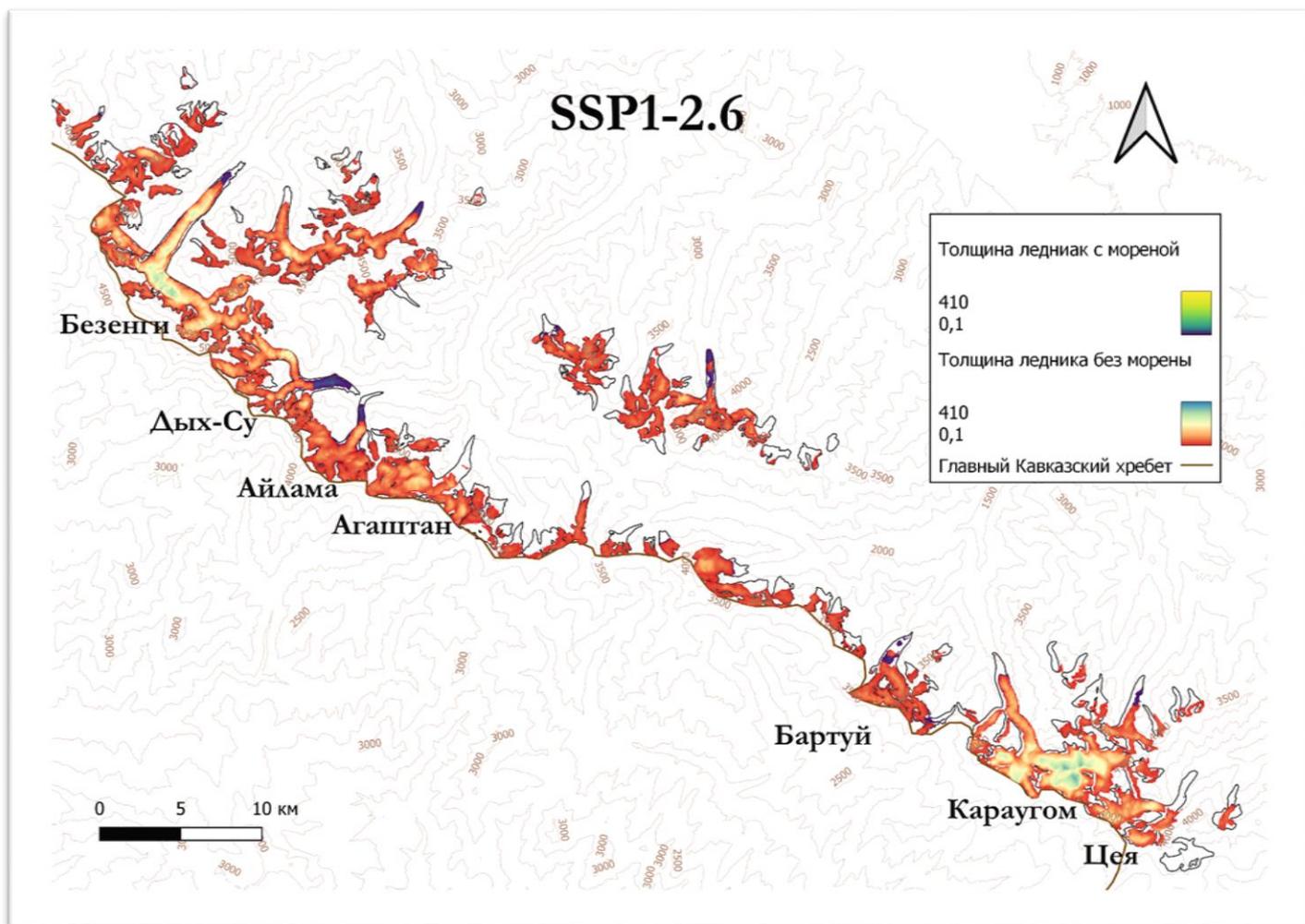


Рис. 35. Положение ледников Центрального Кавказа в 2040 году при сценарии SSP1-2.6 (модель CESM2-WACCM), при моделировании с мореной и без. Оттенки красного передают толщину ледников, моделируемые без морены, оттенки синего — с мореной.

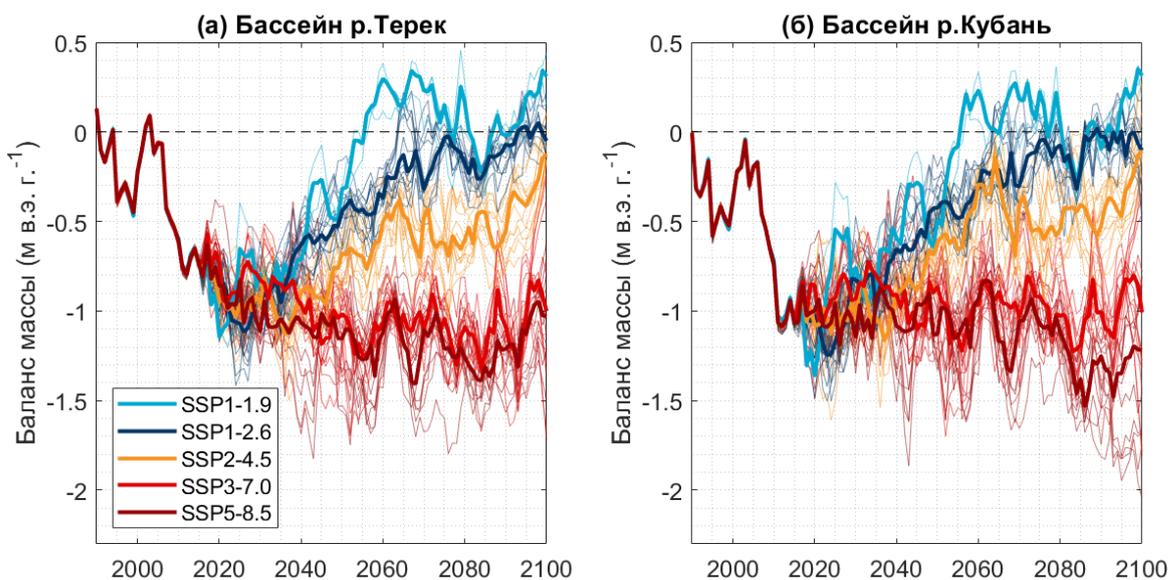


Рис. 36. Эволюция среднего баланса массы поверхности ледников в бассейнах Терека и Кубани в зависимости от сценария SSP, с учетом морены (жирные линии – медианные значения баланса массы, рассчитанного для разных климатических моделей каждого сценария).

По сценарию SSP1-2.6, тренд баланса массы меняет знак в 2025 году и становится равным нулю после 2090 года (для Кубани после 2080 года). При более сильном климатическом воздействии (SSP2-4.5, SSP3-7.0, SSP5-8.5) средний баланс массы остается отрицательным до 2100 года (хотя по сценарию SSP2-4.5 тенденция баланса массы меняется на противоположную около 2040 года). При самых экстремальных сценариях (SSP3-7.0 и SSP5-8.5) баланс массы не могут достичь стационарного состояния до 2100 г. и потеря льда стабильно составляет около -1 м в.э. в год.

При моделировании ледника с моренным покровом его баланс массы, как правило, в среднем вначале такой же, как в режиме «без морены» (Рис. 37) — в силу особенностей калибровки, описанных в разделе 6.2.1 «Калибровка блока баланса массы». Однако, по мере того, как моренный покров разрастается, баланс массы у ледника с мореной становится менее отрицательным, в результате чего положение фронта при моделировании с мореной становится ниже. В силу высотного градиента температуры, который в среднем равен 0.52°C на 100 м, фронт ледника в режиме моделирования «с эволюционирующей мореной» оказывается в зоне более высокой температуры. В результате, у ледника в режиме «с эволюционирующей мореной» получается более отрицательный баланс массы, чем у того же ледника без эволюционирующей морены, ледник быстрее отступает, и балансы массы с мореной и без к концу века вновь становятся почти равными (Рис. 37).

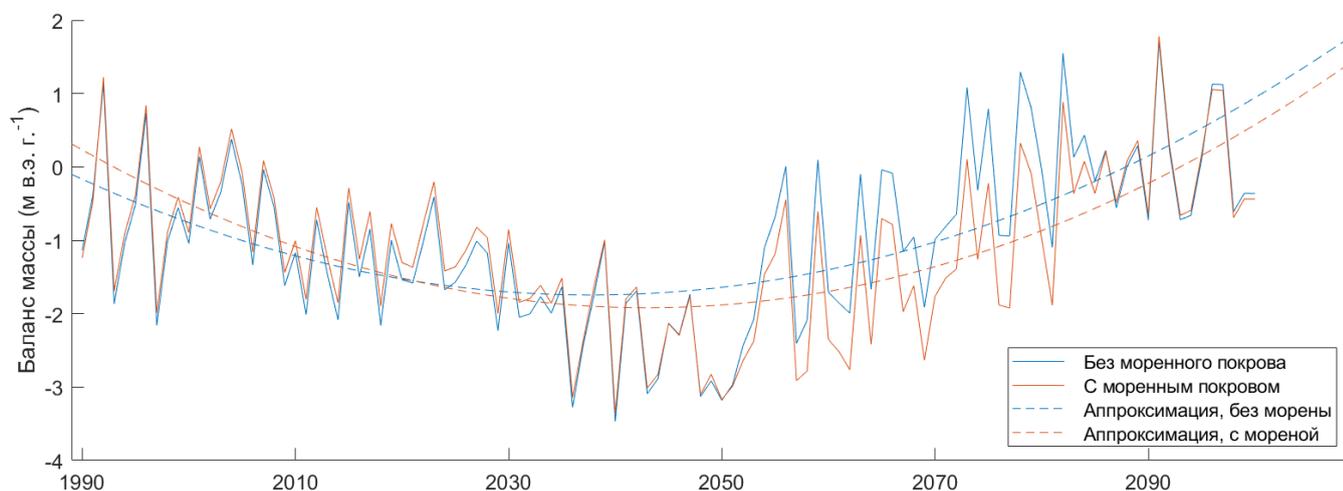


Рис. 37. Эволюция среднего баланса массы поверхности ледника Шхельда с учетом морены (рыжие линии) и без него (синие линии).

5.4.9. Анализ чувствительности модельных прогнозов к параметрам моренного блока

Чувствительность результатов моделирования к режиму и скорости поступления моренного материала оценена с помощью набора экспериментов, указанных в таблице 6.

Чувствительность к параметру скорости поступления морены на ледник F_{debris}^{in}

Если мы выберем схему калибровки (1) (используя толщину морены из Rounce et al.

(2021) для всех ледников), параметры скорости поступления морены F_{debris}^{in} будут меньше 0,55 м/год. Поэтому при схеме калибровки (2) для ледников размером менее 2 км², как правило, используются бóльшие скорости поступления морены. Это значительно влияет на региональную толщину морены, которая больше растет при использовании бóльших скоростей поступления морены.

Таблица 6. Набор проведенных экспериментов на чувствительность результатов к параметрам моренного блока.

Эксперимент	Калибровка параметра F_{debris}^{in} (или c_{debris})		Поступление морены в точке	Концентрация морены в толще льда (кг/м ³)
	Ледники больше 2 км ²	Ледники меньше 2 км ²		
1	Rounce et al. (2021)	Rounce et al. (2021)	+	1
2	Rounce et al. (2021)	0.55 м/год	+	1
3	Rounce et al. (2021)	0.75 м/год	+	1
4	Rounce et al. (2021)	Rounce et al. (2021)	-	10

В 2008 году калибровочная схема 2 при $F_{debris}^{in} = 0,55$ м/год для ледников размером менее 2 км² дает наиболее близкое соответствие смоделированной средней толщины моренного покрова в бассейне Терека (0,4 м) и Кубани (0,5 м) результату из Rounce et al. (2021). Если мы используем схему калибровки 1, это приводит к незначительному (6 см для бассейна Терека и 15 см для бассейна Кубани) занижению толщины морены в масштабах всего бассейна, а в случае, когда мы используем параметр $F_{debris}^{in} = 0,75$ м/год в схеме калибровки 2 вместо 0,55 м/год, средняя толщина морены завышается на 30 см в бассейне Терека и на 40 см в бассейне Кубани.

Параметр F_{debris}^{in} также оказывает ряд эффектов на эволюцию площади моренного покрова в XXI веке:

- в бассейне Терека общая площадь моренного покрова начинает расти быстрее после 2022 года для калибровочной схемы 2, особенно если $F_{debris}^{in} = 0.75$ м/год для малых ледников вместо 0.55 м/год;
- в бассейне Кубани площадь моренного покрова растет немного быстрее до 2022 года, если применяется схема калибровки 2, и намного быстрее, если применяется параметр $F_{debris}^{in} = 0,75$ м/год для малых ледников вместо 0,55 м/год;
- в целом, сокращение площади моренного покрова начинается на десять лет позже, чем для калибровочной схемы 1;
- средняя площадь морены к 2100 году будет одинаковой для обеих калибровочных схем.

В год валидации 2018 площадь моренного покрова для бассейна Терека одинакова для обеих схем калибровки, однако для бассейна Кубани схема калибровки 1 приводит к недооценке площади моренного покрова на 30%. Если вместо $F_{debris}^{in} = 55$ м/год в схеме

калибровки 2 использовать 75 м/год, то площадь моренного покрова в бассейне Кубани будет завышена, в то время как для бассейна Терека до 2022 года не заметно никакой разницы. Таким образом, площадь моренного покрова в 2018 году в бассейне Кубани более чувствительна к скорости поступления моренного покрова F_{debris}^{in} для малых ледников ($<2 \text{ км}^2$), чем в бассейне Терека. В результате сравнения результатов моделирования моренного покрова в бассейне Кубани для различных калибровочных схем выяснилось, что схема калибровки 2 с параметром $F_{debris}^{in} = 55 \text{ м/год}$ для ледников размером менее 2 км^2 работает лучше всего (Рис. 44).

Чувствительность к фиксированному положению источника морены

В модели положение источника морены зафиксировано, и поступление моренного покрова происходит с постоянной скоростью. Для того, чтобы проверить, насколько влияет на результаты предположение о постоянстве поступления морены, был проведен еще один эксперимент. Для этого был отключен компонент поступления моренного покрова на ледник в уравнении (6): $F_{debris}^{in} = 0 \text{ м/год}$.

Таким образом, приток моренного материала на ледник меняется во времени в зависимости от абляции, происходит только за счет компоненты вытаявания и затем распределяется по леднику за счет компоненты переноса и откладывается в перигляцальном поясе за счет компоненты выноса морены. В этом случае место поступления моренного покрова определяется положением границы питания на данном временном шаге, а концентрация моренного материала в толще льда c_{debris} является параметром, определяющим скорость вытаявания моренного покрова. Модель была откалибрована с помощью простой процедуры проб и ошибок (что дало среднее значение $c_{debris} = 10 \text{ кг/м}^3$) и запущена до 2100 года. Результаты показывают, что эта при использовании модификации модели, в которой область поступления моренного материала на поверхность ледника совпадает с областью абляции и изменяется во времени, плохо воспроизводится наблюдаемая суммарная площадь моренного покрова в 2018 году (Рис. 41). При такой конфигурации модели формируется более неравномерный профиль толщины морены, где почти весь моренный покров сосредоточен вблизи фронта ледника, в то время как толщина морены на остальной площади ледника может быть недооценена (по сравнению с наблюдениями в работе Поповнин и др., 2015).

Для крупных ледников, согласно численным экспериментам, проведенным с использованием этой модификации модели, лед может сохраниться в 2100 году под слоем морены толщиной в несколько метров даже при климатическом сценарии SSP5-8.5 (Рис. 38). Согласно этой формулировке, доля льда, покрытого мореной, продолжает расти для всех сценариев, кроме SSP1-1.9. Чем теплее сценарий, тем больше растет доля покрытой мореной площади к 2100 году (рис. 39). Толщина морены растет больше, чем в модели, где доминирующим компонентом поступления морены является эрозия склона в фиксированном

источнике, и чем теплее сценарий, тем толще средняя толщина морены (Рис. 40).

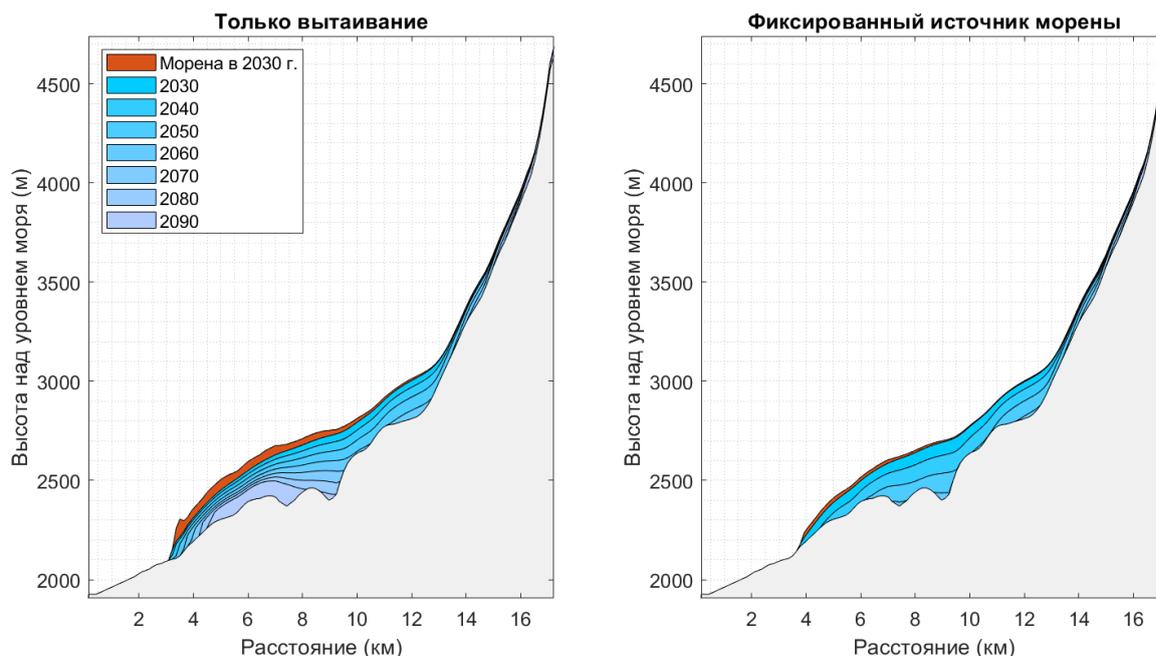


Рис. 38. Эволюция ледника Безенги при использовании модификации моренного блока с десятикратно увеличенной концентрацией моренного материала в толще льда (слева), либо с использованием стандартной модификации модели (справа). Толщина моренного покрова увеличена на графиках в 30 раз для наглядности.

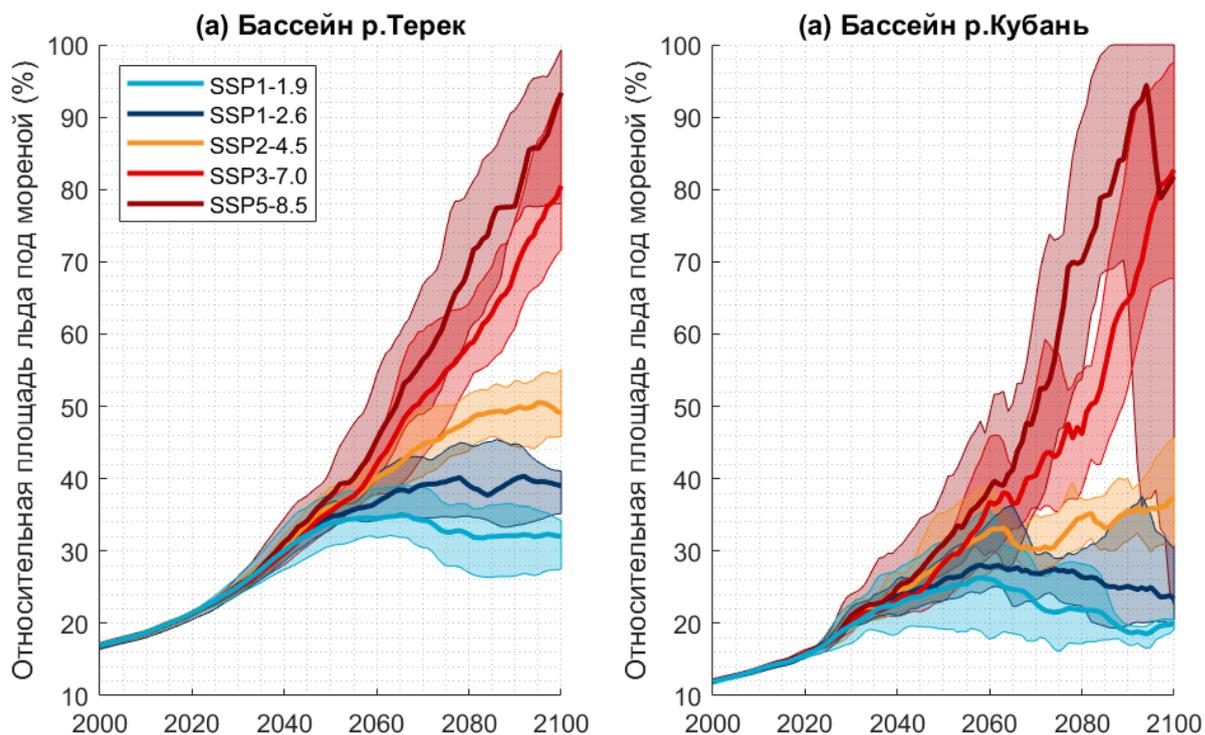


Рис. 39. Эволюция доли покрытого мореной льда в бассейнах Терека и Кубани при использовании модификации моренного блока с десятикратно увеличенной концентрацией моренного материала в толще льда. Жирные линии — медианные значения, рассчитанные для разных климатических моделей каждого сценария. Затененные области представляют собой разброс модельных результатов в рамках каждого климатического сценария.

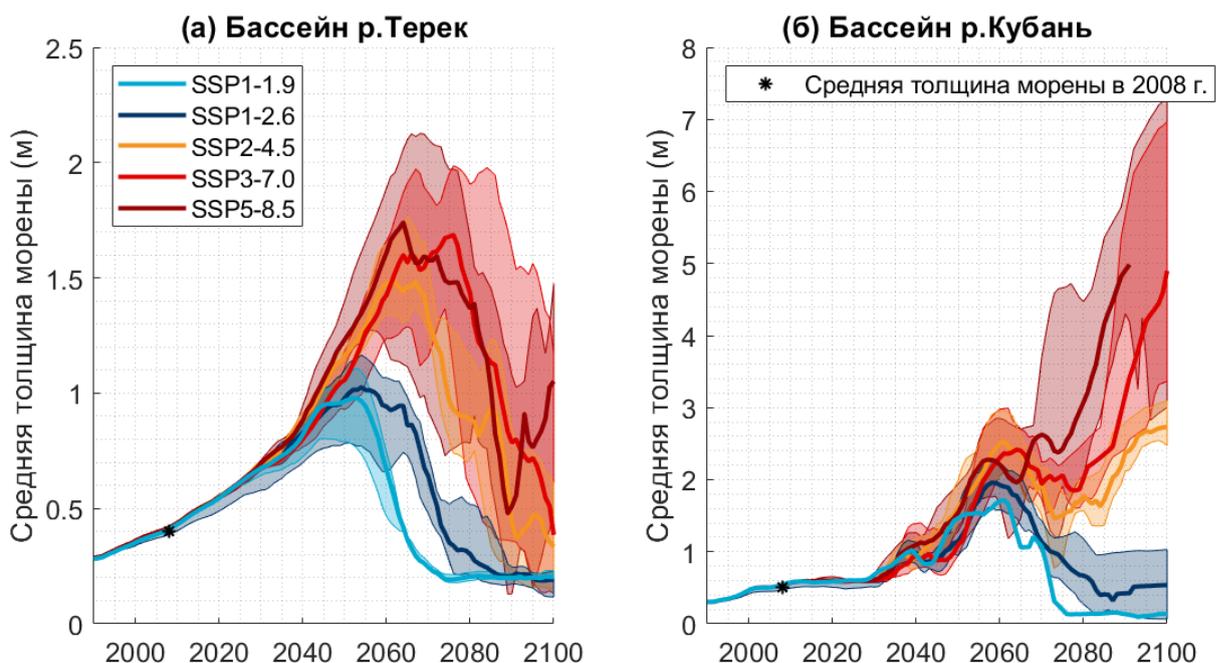


Рис. 40. Эволюция толщины морены в бассейнах Терека и Кубани при использовании модификации моренного блока с десятикратно увеличенной концентрацией моренного материала в толще льда. Жирные линии – медианные значения, рассчитанные для разных климатических моделей каждого сценария. Затененные области представляют собой разброс модельных результатов в рамках каждого климатического сценария.

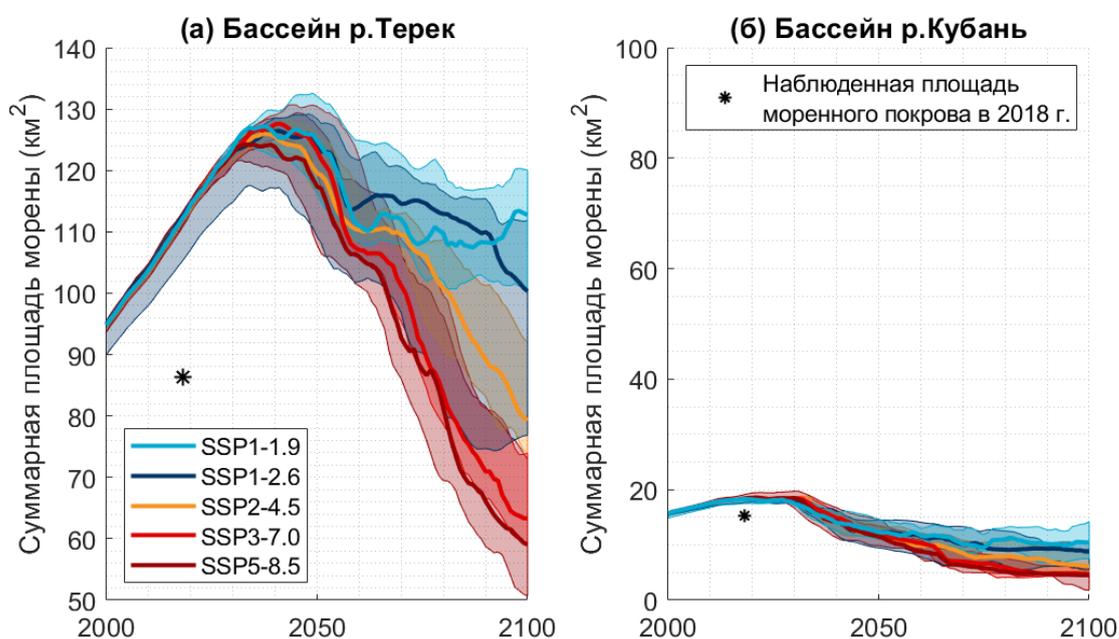


Рис. 41. Эволюция суммарной площади морены в бассейнах Терека и Кубани при использовании модификации моренного блока с десятикратно увеличенной концентрацией моренного материала в толще льда. Жирные линии — медианные значения, рассчитанные для разных климатических моделей каждого сценария. Затененные области представляют собой разброс модельных результатов в рамках каждого климатического сценария.

Влияние моренного покрова на эволюцию объема льда больше для этого эксперимента, но оно также будет незначительным в 2100 году для всех сценариев, кроме SSP1-1.9 (если

рассматривать медианные значения).

5.4.10. Прогноз образования озер при отступании ледников на Эльбрусе в XXI веке

В работе Лаврентьев и др. (2020) были идентифицированы потенциальные места образования озер при отсутствии льда, на ледниках (по убыванию объема воды) Большой Азау, Джикаугенкез, Уллучиран, Терскол, Карачаул и Гарабаши (табл. 7). С помощью модели, представленной в настоящей статье, можно предсказать примерное время образования этих озер, а также оценить, будут ли образованы озера, подпруженные участками мертвого льда, что может увеличивать опасность их прорыва.

В соответствии с прогнозом, самое большое приледниковое озеро на Эльбрусе на месте ледника Большой Азау (на высоте 3160 м над уровнем моря) может быть образовано в 2030-х гг. (Рис. 42б,в). В 2030 году Большой Азау начинает разделяться на два ледника, между которыми может начать накапливаться озеро (Рис. 42б). Следующее по величине озеро на леднике Большой Азау на высоте около 3400 м может быть образовано в 2050-2060 гг. только при более теплых климатических сценариях (SSP5-8.5, SSP3-7.0, SSP2-4.5, Рис. 42д). При климатических сценариях SSP1-1.9 и SSP1-2.6 это озеро, вероятно, образовано не будет (Рис. 42е). Согласно результатам моделирования, Большой Азау не будет подвержен образованию «долгоживущих» областей мертвого льда – модель предсказывает их стаивание в течение 2-5 лет.

Объем «потенциального» озера на месте ледника Джикаугенкёз (№6) был оценен в 7355 тысяч кубометров (Лаврентьев и др., 2020). Согласно модельным прогнозам, представленным в диссертации, это озеро может начать образовываться в 2040-х годах независимо от климатического сценария. При этом по прогнозу примерно с 2045 года в течение ~15 лет для всех сценариев кроме SSP1-1.9 это озеро будет подпружено мертвым льдом толщиной до 60 метров (Рис. 42г). Соответственно, максимальная глубина озера в 40 м, предсказанная в работе Лаврентьев и др. (2020) может быть значительно увеличена за счет запруды. Предположительно, в период около 2045-2055 гг. в долине ледника Джикаугенкез следует ожидать наибольшую опасность в плане прорывных наводнений на Эльбрусе в XXI веке. Возможно, в этот период толстое ледниковое плато ледника Джикаугенкез уступит место глубокому озеру, в которое ледник будет впадать, и за счет айсбергообразования будет отступать быстрее, чем предсказано в модели.

Однако опасность озера определяется не только его размером. Маленькие озера также могут стать причиной катастрофических наводнений объемом больше чем само озеро из-за накопления массы по мере продвижения селя ниже по течению (Liu et al., 2020; Докукин, Хаткутов, 2016). Обращает на себя внимание озеро №5, которое будет по прогнозу образовано

в 2030-х гг. перед ледником Бирджалы-Чиран, являющимся частью ледника Джикаугенкез (согласно RGI), и вероятно будет до 10 лет подпружено мертвым льдом под мореной. При предсказании времени образования ледниковых озер, которые находятся ниже 3500 м, основная неточность привносится гляциологической моделью, в то время как выбор климатического прогноза не так важен. Переуглубления ложа, находящиеся выше 3500 м, согласно модельным результатам, могут превратиться в озера, после 2050 года, и основная неточность в этом случае вносится неопределенностью климатического сценария и растет со временем. Так, к 2060 году при сценарии SSP1-2.6 прогнозируется образование пяти озер на месте языка ледника Джикаугенкез (№5,6,7,8,9), двух озер на месте ледника Уллучиран (№1,2), и одного, №17 – на месте Большого Азау, после чего ледники стабилизируются. При сценарии SSP5-8.5 в 2060 году, в дополнение к перечисленным для SSP1-2.6, образуется озеро №10 на месте ледника Кюкюртлю, а также №3 на Уллучиране. В 2070 году образуются озера №14,15,16 на Большом Азау, озеро №18 на месте ледника Гарабаши. К 2080 году образовано озеро №4 на месте ледника Карачаул, и №11 на месте ледника Ирик. Остальные переуглубления, по прогнозу, останутся подо льдом.

Таблица 7. Самые большие переуглубления, идентифицированные в работе Лаврентьев и др. (2020).

Но- мер озе- ра	Ледник	Координаты	Высота над уровнем моря	Объем (тыс. м³)	Период возможного образования					Зоны мертвого льда, толщина
					SSP1- 1.9	SSP1- 2.6	SSP2- 4.5	SSP3- 7.0	SSP5- 8.5	
6	Джикау- генкез	42,55226N, 43,37107E	3100	7355 или больше в 2045- 2055 гг.	2045-2055 гг.					До 60 м
12	Большой Азау	42,42799N, 43,34930E	5100	1217	До 2100 г. не будет образовано					—
14		42,47959N, 43,31228E	3350	4522	—	—	2090- 2100	2070- 2080	2070- 2080	—
17		42,42525N, 43,28434E	3150	9380	2030- 2040 гг.					—

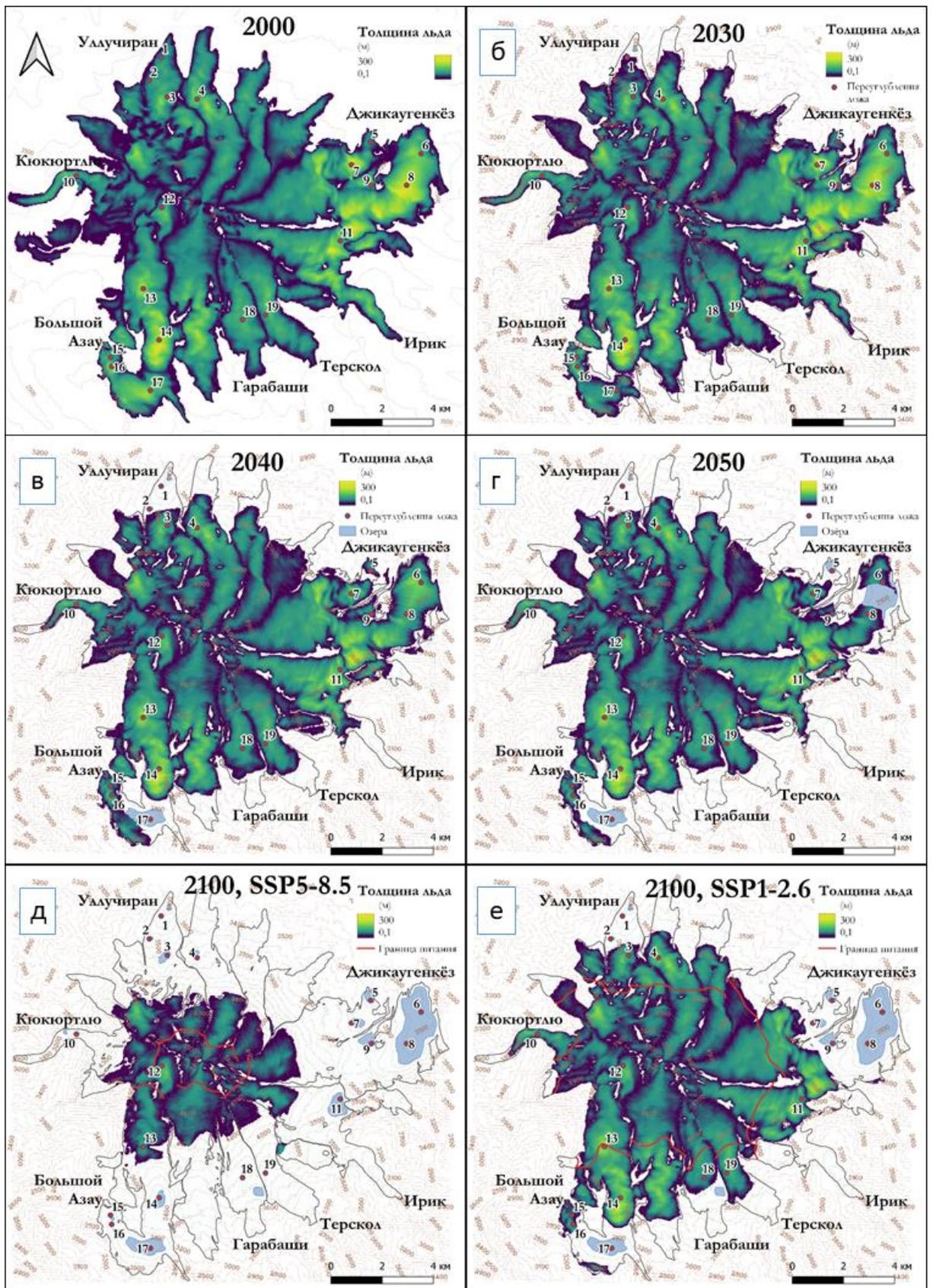


Рис. 42 (а) Толщина ледников Эльбруса на 2000 год в соответствии с Huss, Farinotti (2012). Расположение переуглублений, где при дегляциации могут быть образованы озера. (б-е) Пфпрогнозируемое расположение ледников на Эльбрусе в будущем при сценариях SSP1-2.6 и SSP5-8.5. Результаты показаны для климатической модели GFDL-ESM4, под воздействием которой объем ледников в XXI веке близок к медианному для каждого сценария. Цифрами обозначены озера, которые могут быть образованы при исчезновении льда на Эльбрусе. Изолинии нарисованы для высоты поверхности ложа.

5.4.11. Прогноз образования областей мертвого льда

Области мертвого льда могут представлять интерес как с точки зрения дополнительного источника ледникового стока, так и с точки зрения возможного образования селей вследствие прорыва заполненных водой термокарстовых каверн (Золотарев и др., 2012) либо прогляциальных озер между фронтом активного ледника и областью мертвого льда. Озера, подпруженные моренным материалом, под которым скрывается стагнирующий лед, считаются потенциально опасными в плане прорывных наводнений, вследствие того, что ледяная «сердцевина» морены может вытаивать.

Согласно результатам, полученным в диссертации, наибольший суммарный по региону объем мертвого льда (0.2 км^3) прогнозируется в 2030-2040 гг. (Рис. 43), в основном на ледниках с длинными пологими языками. Этот период характеризуется удвоенной по сравнению с современной скоростью отступления ледников и образованием большого количества погребённых и мёртвых льдов. Второй пик накопления мертвого льда прогнозируется в 2050-2070 гг., в зависимости от климатического сценария (Рис. 43). Возможно, в эти периоды времени будет повышен риск прорывных наводнений. При этом, для более теплых климатических сценариев прогнозируются большие объемы мертвого льда. Наличие моренного материала удлиняет срок жизни областей мертвого льда, что может способствовать большему накоплению талой воды в запрудах. Прогноз мест возможного образования озер по мере отступления ледников в бассейнах Терека и Кубани — тема для отдельного исследования.

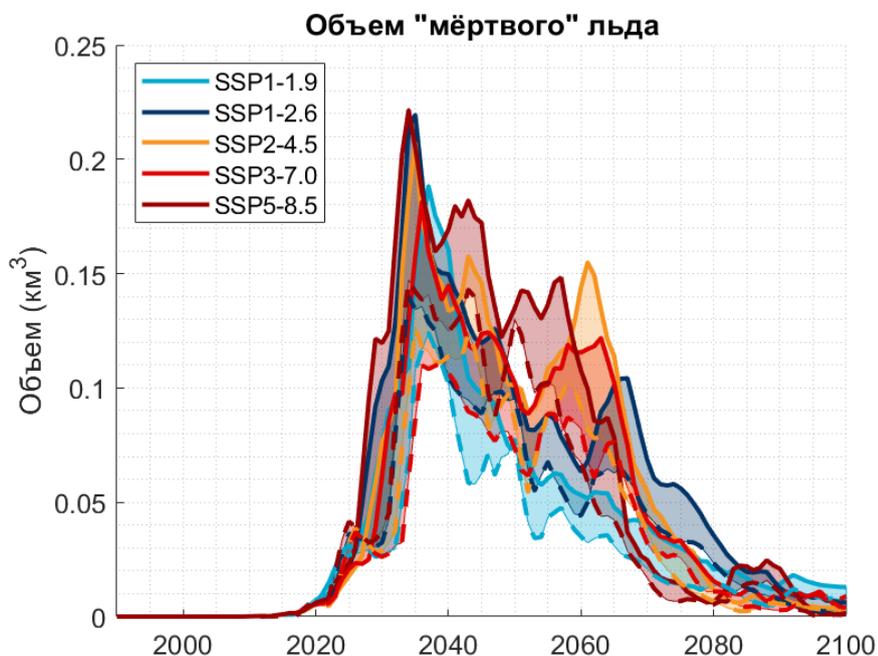


Рис. 43. Изменение суммарного объема новых областей мертвого льда на Северном Кавказе при учете эволюционирующей морены (сплошная линия) и без (пунктир). Закрашенная область – разница между ними.

5.5. Обсуждение результатов

В предыдущих исследованиях утверждалось, что детальные методы, которые обычно используются для моделирования эволюции морены для отдельных ледников, например, предложенные в исследованиях Anderson, Anderson (2016) и Verhaegen et al. (2020), вряд ли применимы в региональном масштабе (Compagno et al., 2022, Mayer, Licciulli, 2021). В настоящем исследовании показано, что такой относительно сложный модуль эволюции мореного чехла может быть встроен в региональную модель ледника и в целом дает реалистичные результаты.

5.5.1. Изменение моренного покрова в XXI веке

Изменение средней толщины/площади моренного покрова в XXI веке представляет собой взаимодействие между накоплением/расширением моренного покрова и отложением тилля в перигляциальный пояс из-за отступления ледников.

Толщина моренного покрова

Согласно результатам моделирования, средняя мощность моренного покрова для каждого отдельного ледника изменяется ступенчато: постепенный рост толщины морены за счет переноса в области медленного льда и вытаявания (максимальный — у фронта ледника) перемежается со скачкообразным уменьшением средневзвешенной толщины морены за счет отступления ледника и отложения моренного материала на оставшемся участке ледника в прогляциальной области (Рис. 44). Таким образом, в каждой отдельно взятой точке на отступающем активном леднике толщина морены растет, но средняя мощность морены по всему леднику может убывать.

По прогнозу, средневзвешенная мощность морены на Северном Кавказе будет расти до 2035 года (Рис. 45а). Это среднее значение для всего исследуемого района, которое, как правило, зависит от мощности ледника — чем больше ледник по площади и толщине, тем позже наступает этот переломный момент. К примеру, для ледника Башкара, длина которого составляла около 4 км на 2020 год, скачкообразное отступление фронта происходит до 2035 года, а для ледника Шхельда (длина около 7 км) — после 2050 года (Рис. 44). В этот период объем ледников быстро сокращается (Рис. 29), но в основном за счет уменьшения их толщины, в то время как фронты ледников отступают относительно медленно (Рис. 44, 34а,б), что позволяет моренному покрову накапливать максимальную мощность в фронтовой области за счет переноса моренного материала в области медленного льда и вытаявания. После этого фронты ледников начинают быстро отступать, — либо потому что отделяются стагнирующие области льда из-за большой потери массы (именно на этот период приходится накопление максимального объема областей мертвого льда), либо потому что языки ледников истончаются. В результате, самые мощные области поверхностной морены, накопившиеся на

языках ледников, оказываются в прогляциальной области, и средняя мощность моренного покрова, оставшаяся на леднике, убывает.

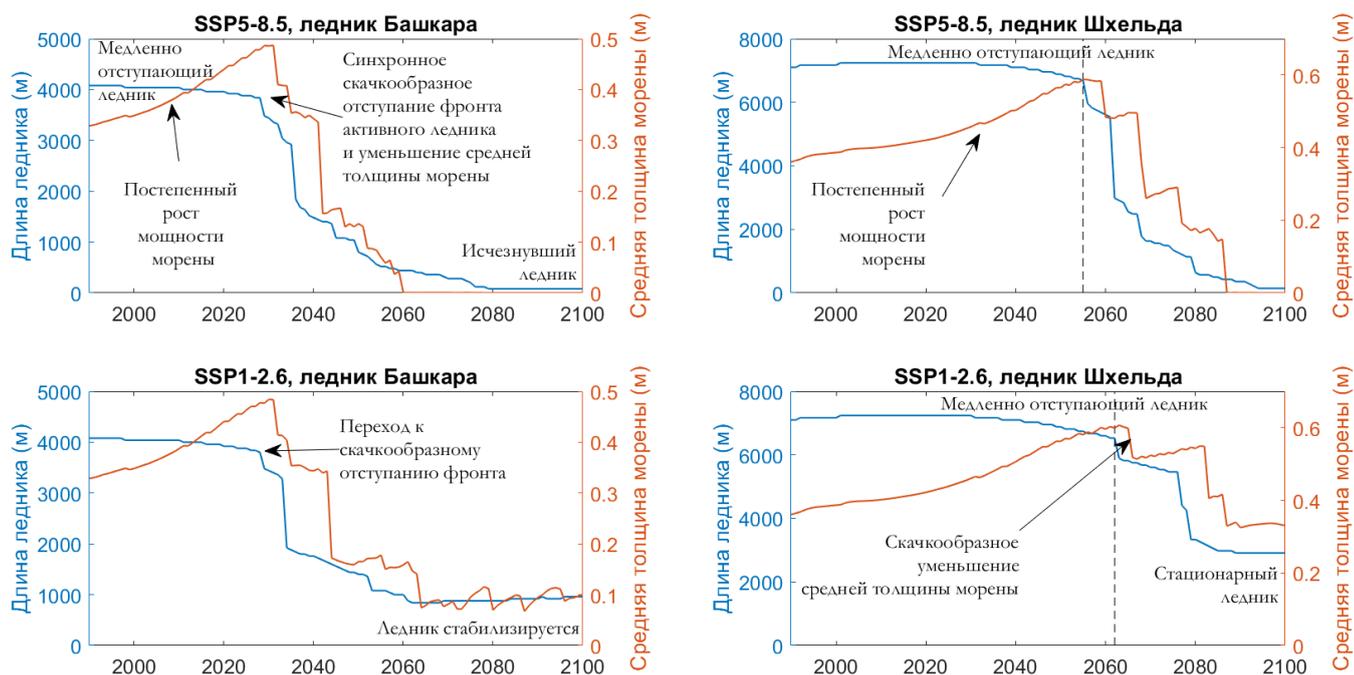


Рис. 44. Эволюция ледников Башкара и Шхельда и моренного покрова на них при двух климатических сценариях: SSP5-8.5 и SSP1-2.6.

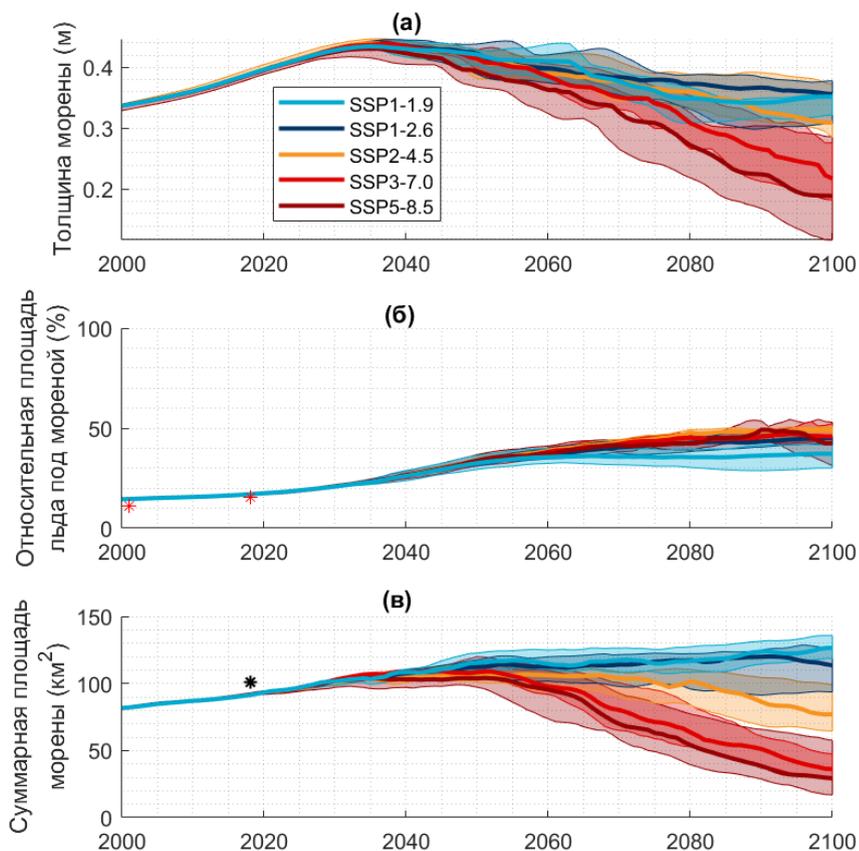


Рис. 45. Эволюция моренного покрова при различных климатических сценариях. Здесь и далее: жирные линии — медианные значения, рассчитанные для разных климатических моделей каждого сценария; затененные области представляют собой разброс модельных результатов в рамках каждого климатического сценария. Звездочками обозначены наблюдаемые значения.

Результаты моделирования показывают, что после 2035 года толщина моренного покрова убывает тем больше, чем теплее климатический сценарий (Рис. 45а). Это происходит в силу того, что самый толстый слой морены образуется у фронта ледника, и он быстрее всего откладывается в прогляциальную область при самом быстром отступании ледников.

Как правило, толщина моренного покрова растет, когда ледник стабилен (т.е. когда баланс массы колеблется около нуля) или отступает (отрицательный баланс массы), и быстро убывает при наступании ледника (положительный баланс массы). Например, в бассейне Терека при SSP1-1.9 (и аналогично для SSP1-2.6) фаза положительного баланса массы (2055-2075 гг., 2090-2100 гг., рис. 36, 46) совпадает с быстрым уменьшением средней толщины моренного покрова (Рис. 46). Когда ледник продвигается вперед, самая мощная часть моренного покрова рядом с фронтом ледника распределяется по увеличившейся площади ледника и становится в среднем тоньше. Это приводит нас к следующему механизму отрицательной обратной связи в случае наступания ледника:

- толстый слой моренного покрова, накопленный во время предшествующих фаз отступления и стабильности ледника, увеличивает баланс массы во фронтальной зоне ледника;
- по мере продвижения ледника, моренный покров распределяется по площади ледника и быстро истончается (периоды после 2052 и 2090 гг. на Рис. 46);
- баланс массы снижается из-за истончения моренного покрова, а также из-за снижения высоты льда над уровнем моря;
- продвижение ледника замедляется.

Между 2077 и 2090 годами, когда баланс массы колеблется около нуля, ледники относительно стабильны, и толщина моренного покрова растет (рис. 46). Баланс массы увеличивается, и ледники вступают в следующую фазу наступания, чему соответствует уменьшение средневзвешенной толщины моренного покрова на ледниках.

Согласно результатам моделирования, изменение толщины морены в будущем, при условии достижения ледниками квази-стационарного состояния, может иметь флуктуационную природу (Рис. 44, 46). Это связано с тем, как меняется толщина морены для каждого отдельного ледника: по мере накопления морены во фронтальной части ледника средняя толщина морены постоянно увеличивается; по мере отступления ледника толщина морены ступенчато уменьшается (Рис. 44).

5.5.2. Роль моренного покрова в эволюции ледников

Результаты настоящего исследования показали, что влияние явного моделирования моренного покрова на эволюцию ледника не так однозначно, как ожидалось, т.е. наличие поверхностной морены не обязательно означает, что к 2100 году ледник будет больше, чем тот

же ледник, моделируемый без морены.

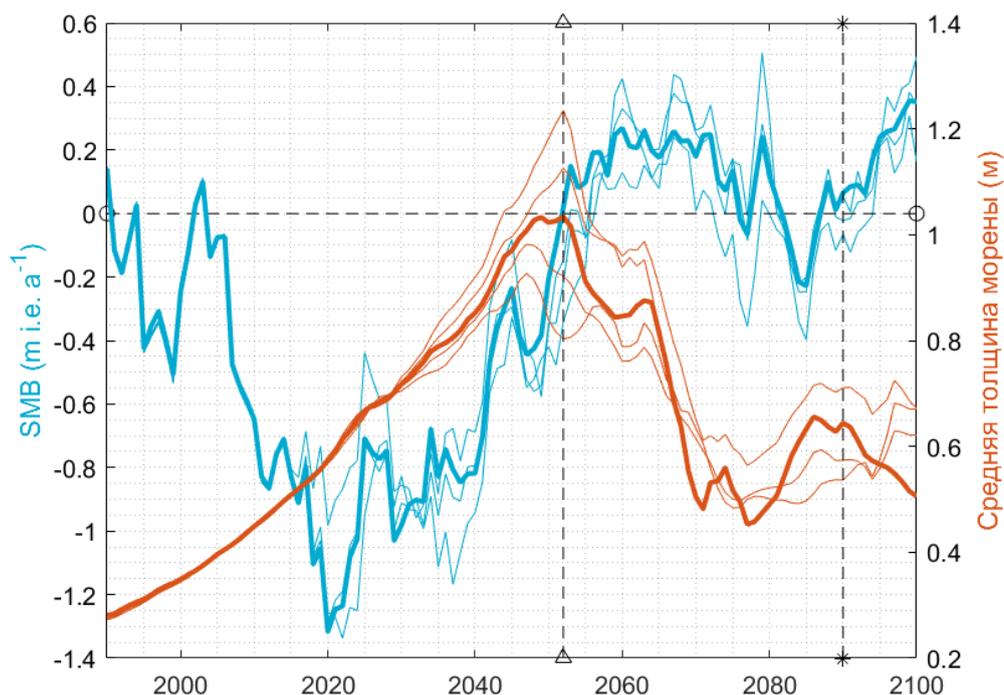


Рис. 46. Изменение баланса массы и моренного покрова в бассейне Терека при климатическом сценарии SSP1-1.9. Жирные линии представляют медианное значение результатов МОЦ для SSP1-1.9.

Теоретически, если толщина моренного покрова и, следовательно, коэффициент таяния f_{debris} одинаковы, то чем больше исходная абляция льда, тем больше влияние моренного покрова. Именно такой прогноз и получается до 2050 года (табл. 5). Однако результаты показывают обратную картину в 2100 году: чем мягче сценарий, тем больше разница в объеме льда при моделировании с моренным блоком и без него (рис. 47). Дело в том, что возможно три варианта:

- нижняя часть ледника может отчлениваться с образованием массива мертвого льда (рис. 48);
- отложение абляционной морены ниже фронта ледника происходит быстрее, чем вытаявание моренного материала на дневную поверхность в нижних поясах языка ледника;
- заданная в модели точка поступления моренного материала на ледник оказывается ниже его фронта (но это также означает, что ледник практически исчез).

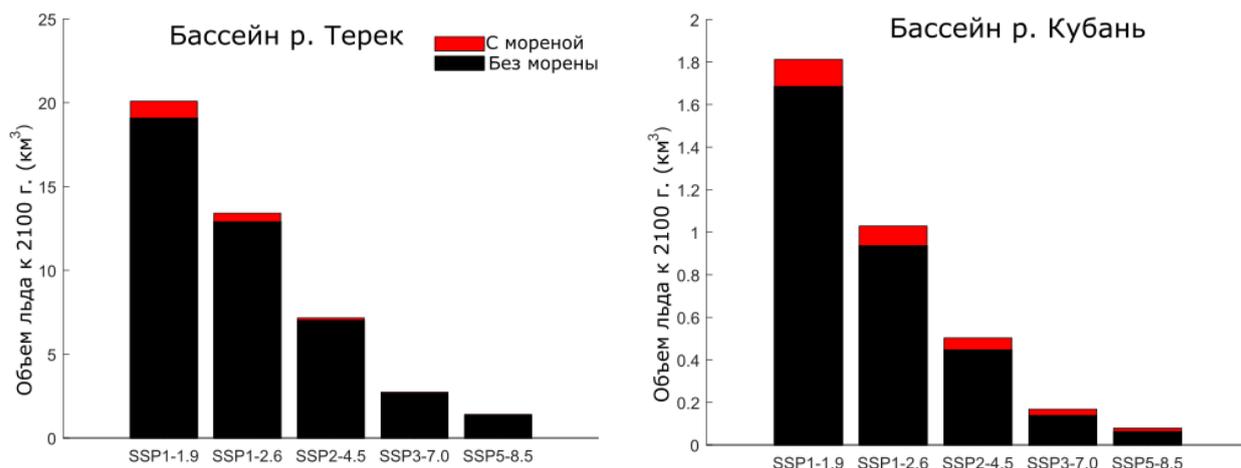


Рис. 47. Влияние учета/неучета в модели моренного покрова на объем ледника в 2100 году в зависимости от климатического сценария (используется разный масштаб для объема для Кубани и Терка).

Как следствие, климатические сценарии, предполагающие более сильное потепление, приводят к потере покрытых самой мощной мореной фронтальных областей ледников, что приводит к сходной потере объема льда к 2100 году независимо от того, включен моренный блок или нет. Это можно объяснить тем, что покрытые мореной части ледников находятся в околязыковой части.

В полученных в данном исследовании результатах влияние моренного покрова на эволюцию объема льда нелинейно. Хотя при более отрицательном балансе массы в первой половине века объем ледника, покрытого мореной, убывает лед немного медленнее, чем для того же ледника, моделируемого без эволюционирующей морены, обратная картина может быть верна, когда баланс массы увеличивается (становится менее отрицательным) во второй половине века. Пример на рис. 30 показывает эволюцию объема льда при климатическом сценарии SSP1-1.9 по двум различным климатическим моделям (обращают на себя внимание огромные неопределенности в климатических прогнозах для одного и того же сценария SSP). При применении климатической модели EC-Earth3-Veg уменьшение объема льда в бассейне реки Терек монотонно, а явное моделирование моренного покрова приводит к стабильно меньшим потерям объема льда, чем в неявном режиме (разница до 4%). В рамках CAMS-CSM1-0 ледники отстают до 2050 года, и потеря объема льда в масштабах региона меньше при явном моделировании морены. После 2050 года ледники продвигаются вперед, и незначительное влияние морены на объем льда, которое накопилось к 2050 году (разница в объеме льда 2%), исчезает к 2080 году.

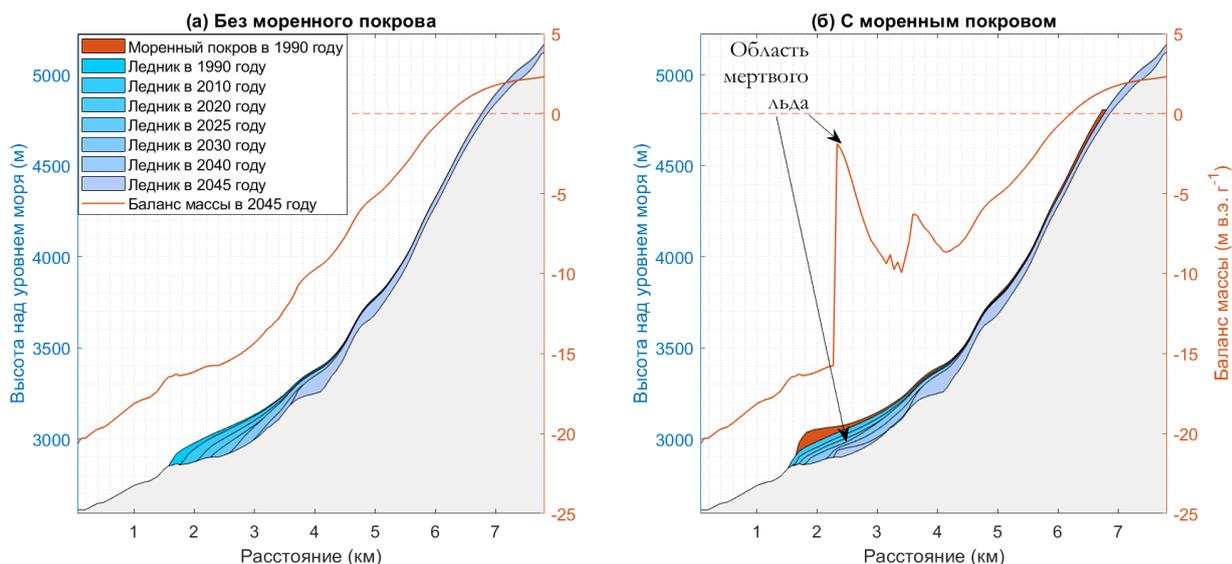


Рис. 48. Изменение профиля ледника Кюкюртлю при реализации сценария SSP5-8.5 климатической модели GFDL-ESM4 в режиме моделирования (а) без морены, (б) с мореной с 1990 по 2045 год.

Для более детального рассмотрения эффекта явного моделирования моренного покрова сфокусируемся на крупнейшем леднике в бассейне Терека. На Рис. 49 показана эволюция ледника Безенги по сценарию SSP1-1.9 из климатической модели CAMS-CSM1-0. Хотя фронт ледника отступает примерно на 200 м больше, когда ледник моделируется в режиме «без эволюционирующей морены» (Рис. 49б), SMB этого ледника почти одинаковый при моделировании с эволюционирующей мореной и без после 2040 года (рис. 49а). Этот пример показывает, что модельный объем ледника в режиме «без эволюционирующей морены» уменьшается (или увеличивается) с той же скоростью, что и в режиме моделирования «с эволюционирующей мореной», при котором ледник имеет большую площадь абляции, что согласуется с предыдущими исследованиями (Pellicciotti et al., 2015; Brun et al., 2019). SMB становится положительным около 2060 года. Ледник, смоделированный в режиме без эволюционирующей морены, быстрее реагирует на положительный сигнал SMB и начинает продвигаться в 2070 году (рис. 49б). Ледник, смоделированный с явной эволюцией моренного покрова, начинает наступать позже, в 2080 году. В результате средняя толщина моренного покрова резко падает в 2080 году (рис. 49б), поскольку фронт наступающего ледника свободен ото льда (панели 2090-2100 на рис. 50). После этой поворотной точки в 2080 году среднее утолщение ледника dH/dt происходит быстрее для ледника без морены (с неявно смоделированным моренным покровом), чем для покрытого мореной (явно смоделированная морена) (рис. 49а). Подобные результаты для наступающего ледника были получены в предыдущих модельных исследованиях, посвященных одиночному леднику (Konrad, Humphrey., 2000).

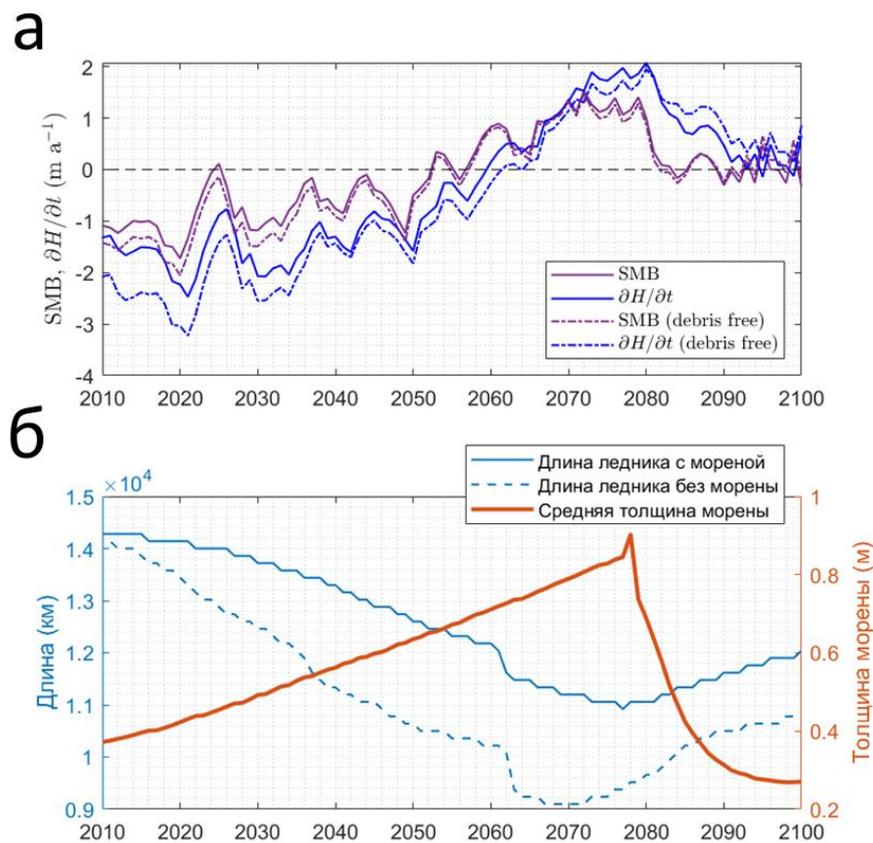


Рис. 49. Эволюция ледника Безенги (номер RGI 1252) при сценарии SSP1-2.6 климатической модели MPI-ESM1-2-HR. (а) Эволюция среднего SMB и средней скорости истончения/утолщения $\partial H/\partial t$ при явном или неявном учете моренного покрова. (б) Эволюция средней толщины морены (оранжевый) и длины ледника (синий) при явном или неявном рассмотрении морены.

Этот эффект обусловлен следующими причинами:

— если ледник отступил на большие высоты в режиме чистого льда (неявное моделирование морены), чем в режиме явного моделирования морены, он может начать терять массу медленнее, так как баланс массы там более положительный (рис. 49а);

— когда ледник продвигается в режиме «с эволюционирующей мореной» (включен модуль моренного покрова), добавленная порция льда остается «чистой» до тех пор, пока моренный покров не накопится во фронтальной зоне за счет переноса и вытаивания, поэтому фронт ледника имеет более отрицательный баланс массы, и продвигается медленнее (Рис. 50, 2090-2100 гг.);

— когда ледник продвигается в режиме «без эволюционирующей морены» (моренный блок выключен), добавленная часть льда имеет неявно подразумеваемую морену, и поэтому продвигается быстрее, чем чистый лед без морены. Параметры калибруются таким образом, чтобы независимо от того, продвигается ледник или отступает, моренный покров неявно присутствовал.

Результатирующие пространственные характеристики ледника в 2100 году для других климатических сценариев, которые не предполагают значительного продвижения ледников

(рис. 48, 51), как правило не намного больше, когда он покрыт мореной, чем в безморенном режиме (неявно моделируемая морена). Однако в 2060 и 2070 годах разница существенна. Это важно учитывать для прогнозирования изменения стока в течение 21 века. Этот результат согласуется с предыдущими исследованиями (Ferguson, Veili, 2021).

Данное исследование показало, что моренный покров имеет ограниченное влияние на эволюцию объема льда в 21 веке, что согласуется с недавними исследованиями (Fleischer et al., 2021; Comragno et al., 2022). Хотя влияние моренного покрова на общее изменение объема льда довольно ограничено, он влияет на характер изменения геометрии ледника. Моделирование эволюции моренного покрова улучшает представление моделью градиента баланса массы, массообмена и скорости движения льда. В свою очередь, учет моренного покрова также должен влиять на оценки толщины льда косвенными методами, основанными на законе сохранения массы (Farinotti et al., 2017). Моделирование эволюции моренного покрова также может быть особенно важным для задач, в которых требуется определить положение фронта ледника — например, если нужно предсказать местоположение потенциально опасных ледниковых озер. Этот результат согласуется с более ранними модельными исследованиями (Ferguson, Veili, 2021; Comragno et al., 2022) и наблюдениями (Pellicciotti et al., 2015), которые показывают, что разница в реакции покрытых мореной ледников относительно непокрытых выражена больше в длине ледника, а не в объеме льда (Рис. 52).

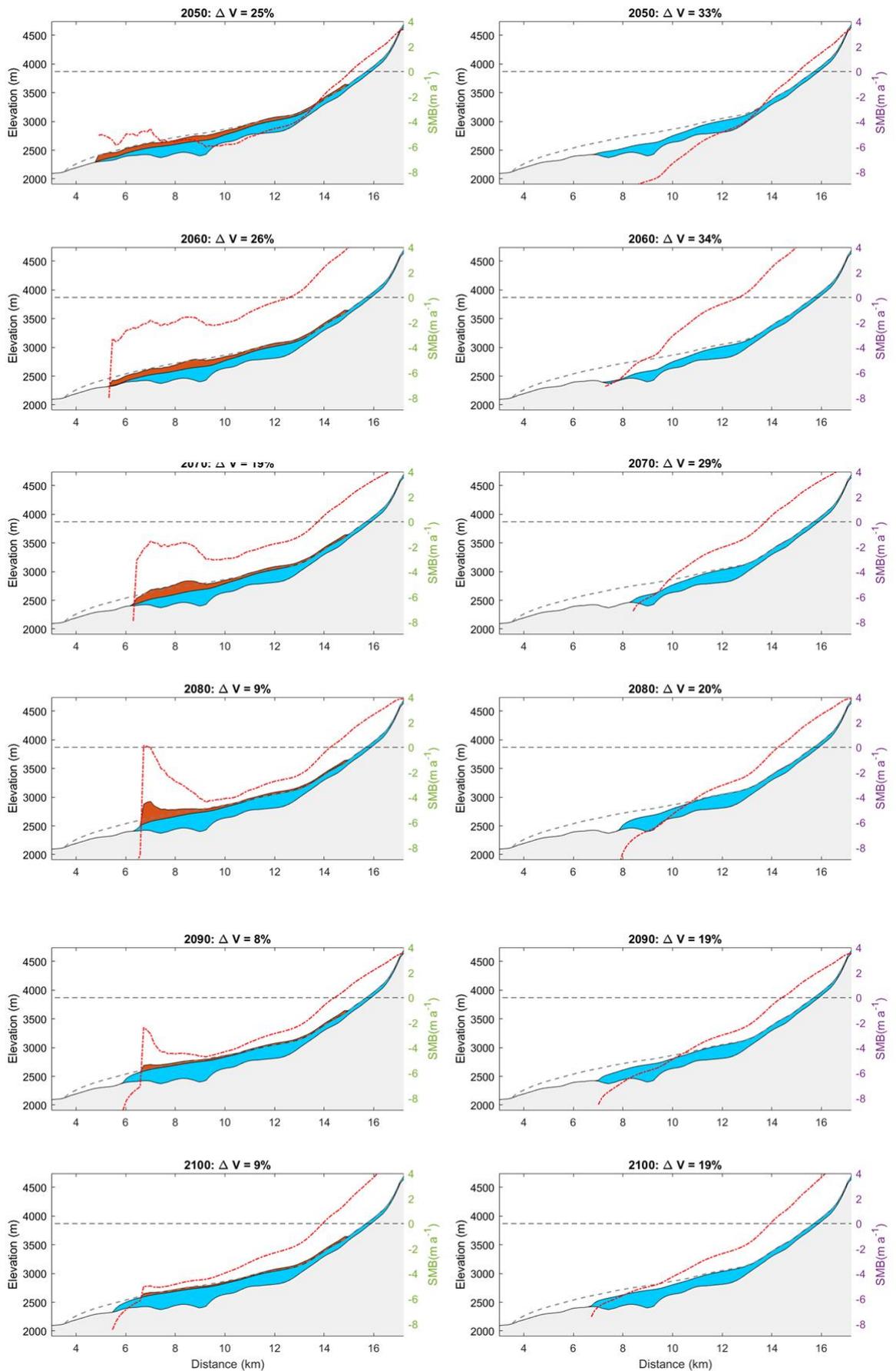


Рис. 50. Эволюция ледника Безенги (номер RGI 1252) при сценарии SSP1-2.6 климатической модели MPI-ESM1-2-HR. Временной срез эволюции ледника в 2050-2100 гг. Показано изменение объема по сравнению с датой инвентаризации (2001 год). Толщина моренного покрова увеличена в 100 раз для наглядности. Серая пунктирная линия показывает ледник на дату инвентаризации (2001 год).

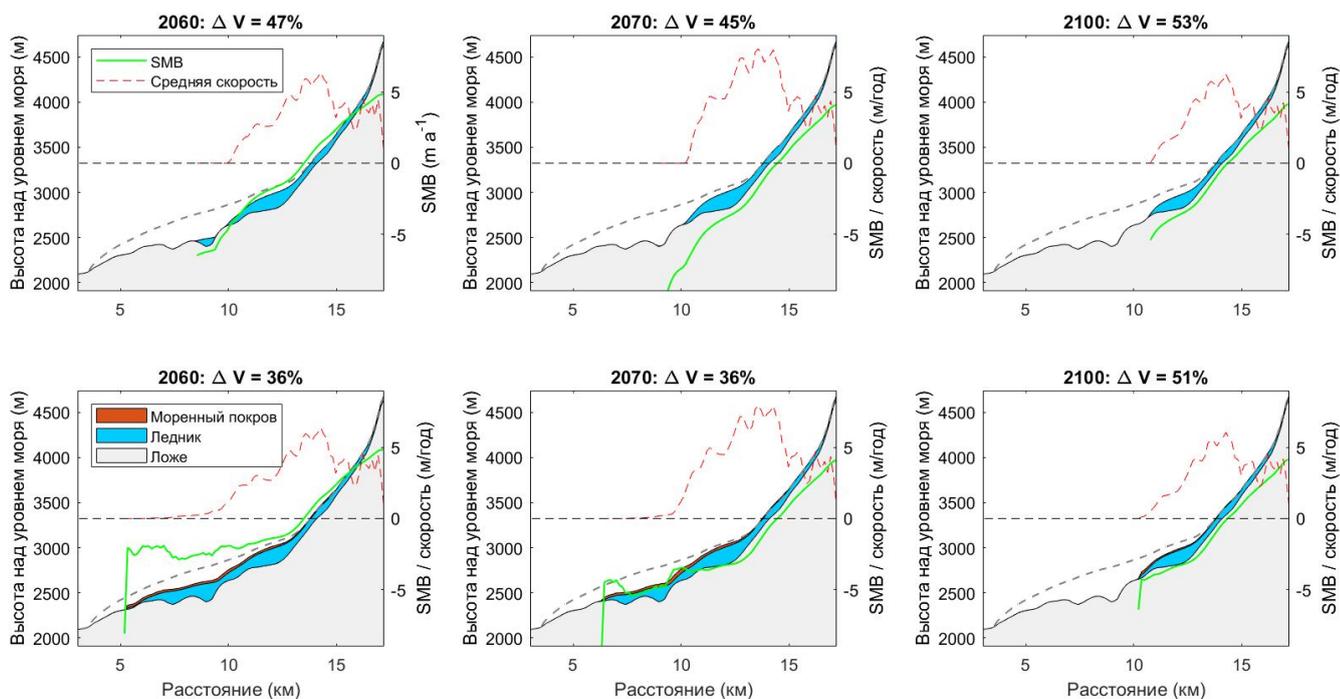


Рис. 51. Ледник Безенги (номер RGI 1252) в 2060, 2070, 2100 годах при сценарии SSP1-2.6 климатической модели MPI-ESM1-2-HR. Показано изменение объема по сравнению с датой инвентаризации (2001 год). Толщина моренного покрова увеличена в 50 раз для наглядности. На графиках видна область мертвого льда, образующаяся перед ледником Безенги после 2070 года. Серая пунктирная линия показывает ледник на дату инвентаризации (2001 год).

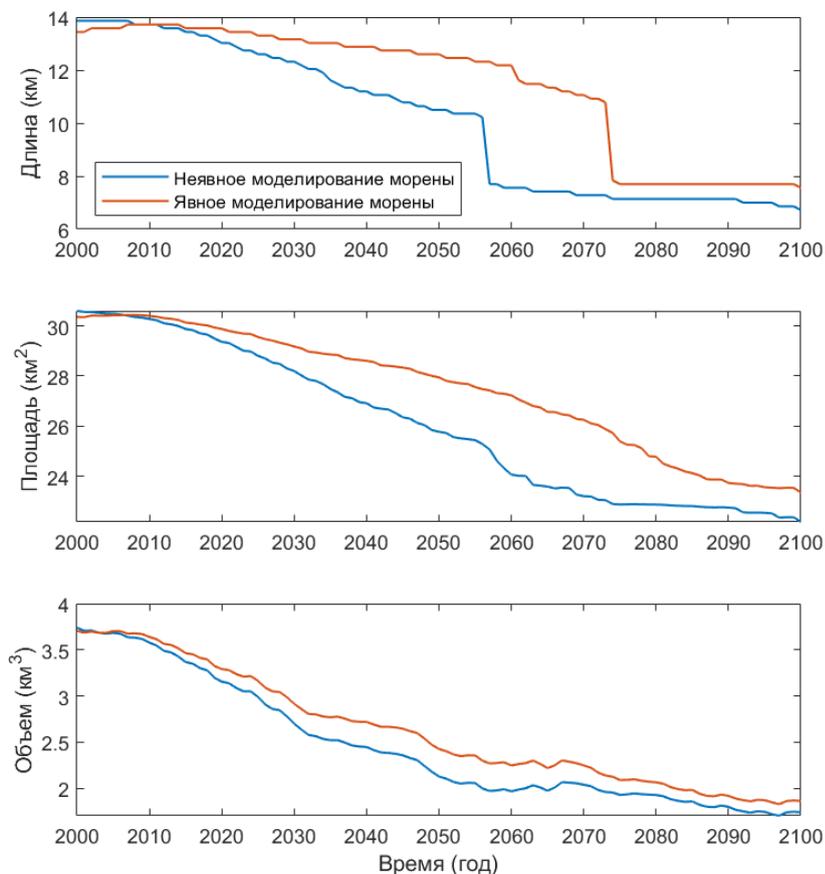


Рис. 52. Эволюция длины, площади и объема ледника Безенги (сценарий SSP1-2.6 для климатической модели MPI-ESM1-2-HR).

5.5.3. Поверхностный баланс массы ледников в XXI веке

Эволюция баланса массы в 21 веке (Рис. 36) определяется двумя процессами: будущим повышением температуры (что снижает баланс массы) и отступанием ледника на бóльшие высоты (что увеличивает баланс массы, Рис. 53). При сценариях со значительным увеличением температуры, эффект отступления доминирует, тогда как в условиях сценариев с меньшим увеличением температуры, эффект будущего повышения температуры становится доминантным.

Важно различать неявную реализацию моренного покрова (режим без моренного покрова) и отсутствие моренного покрова: на Рис. 19 показано, что если исключить неявное влияние моренного покрова, разница в объеме льда достигает 10% для ледника Малый Азау за 20 лет. Следовательно, важно учитывать моренный покров в той или иной форме. Недостатком неявной реализации (выключение модуля моренного покрова) является то, что в модуле баланса массы может быть неявно учтена прошлая геометрия моренного покрова на этапе калибровки, но тот факт, что толщина и площадь моренного покрова меняются в будущем, не может быть учтен.

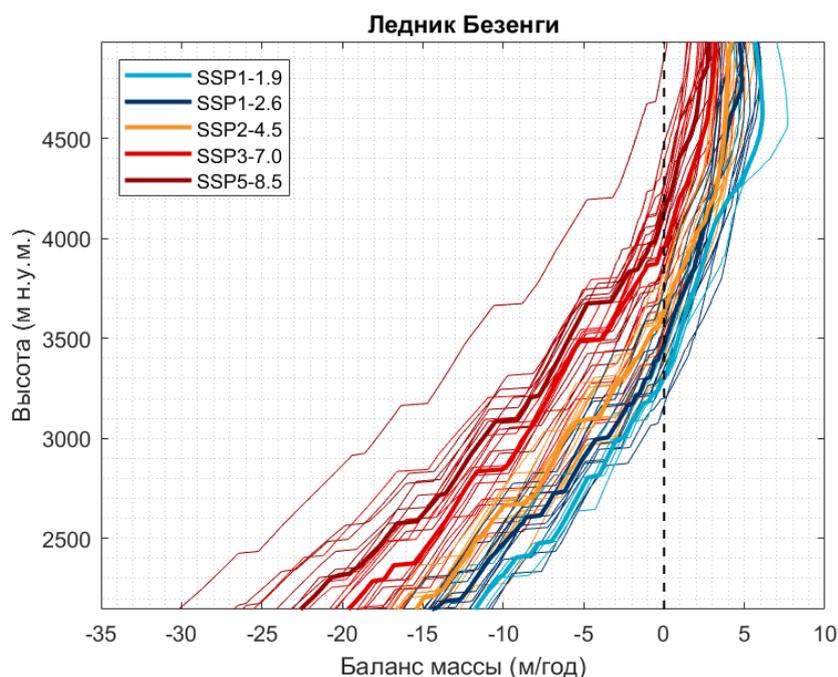


Рис. 53. Баланс массы в зависимости от высоты над уровнем моря для ледника Безенги в 2100 году.

5.5.4. Неопределенности модельных результатов

Входные данные толщины ледников

Про неточности, связанные с исходными данными толщины ледников, подробно написано в разделе 2.3. Для Северного Кавказа валидация этих данных возможна лишь для некоторых ледников, где была проведена съемка георадаром, при этом год измерения толщины не совпадает с датой инвентаризации RGI, для которой проводились расчеты. В главе

1 сборника Михаленко и др. (2020) утверждается, что толщина ледников на Эльбрусе, представленная в Huss, Farinotti (2012), преувеличена в среднем на 8 метров. Однако, данные Huss, Farinotti (2012) были рассчитаны на 2000 год, в то время как данные для работы Kutuzov et al. (2019) были получены в 2017 году, при этом в этой работе рассчитано среднее понижение поверхности с 1997 по 2017 гг. на $12,2 \pm 0,28$ м. Таким образом, в среднем значения толщины на 2017 должны быть схожи. Однако локально возможны ошибки, например, в окрестностях вершины Эльбруса, где в работе Kutuzov et al. (2019) измерен тонкий лед (около 8 м, Рис. 54б).

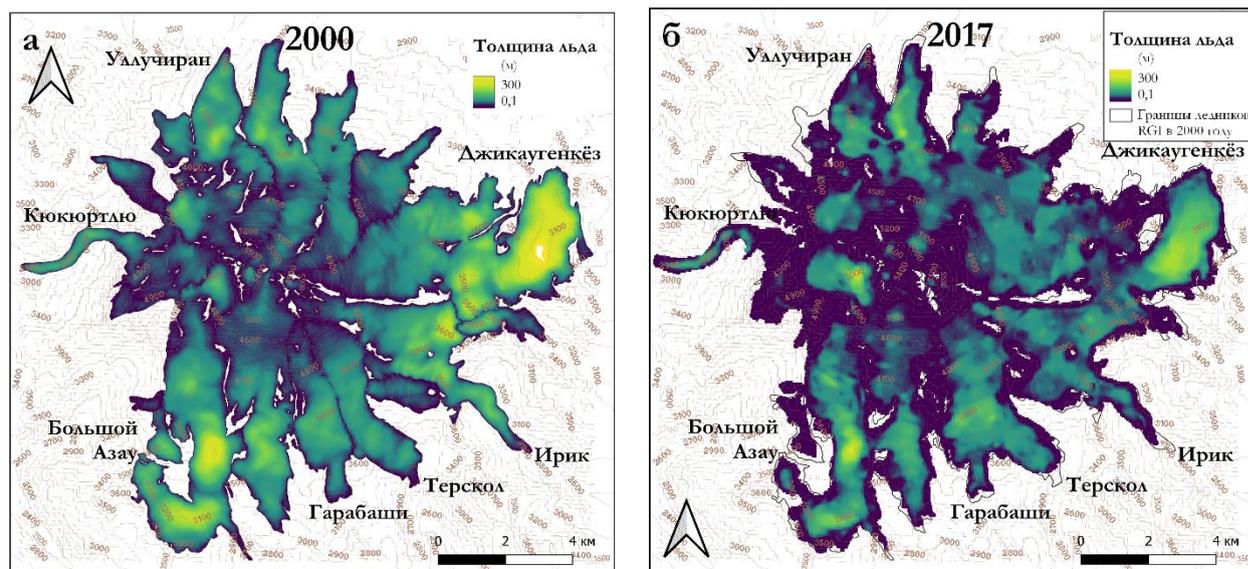


Рис. 54. Толщина ледников согласно данным (а) Huss, Farinotti (2012, обновлено до 2019) и (б) Kutuzov et al. (2019).

Закономерности убыли массы ледников

Самая очевидная проблема, возникающая при моделировании баланса массы ледников температурно-индексным методом, состоит в том, что на вход модель получает только температуру и осадки. При этом, для многих ледников очень важен учет таких факторов, как, например, экспозиция склонов (например, Северный или Южный склоны Эльбруса) и лавинное питание (например, ледник Кюкюртлю) (Золотарев, 2005; Kutuzov et al., 2019).

Несмотря на то, что для данного исследования была использована модель баланса массы, рассчитывающая таяние методом положительных градусо-дней, в которой не учитываются напрямую такие особенности, как экспозиция склонов и лавинное питание, общие закономерности убыли массы ледников на Эльбрусе моделируются верно (Золотарев, 2009; Kutuzov et al., 2019; Рис. 55). На северных склонах прогнозируются меньшие потери массы, чем на южном, на леднике Кюкюртлю они минимальны, а максимальны – на леднике Джикаугенкёз. Потеря массы на Малом Азау примерно в два раза меньше, чем на Большом Азау, что соответствует наблюдениям. Таким образом, недостаток «физичности» модели восполняется процедурой калибровки параметра реакции ледника на изменение температуры (Постникова, Рыбак, 2022).

Айсбергообразование, которое по прогнозу может иметь место в 2040-2050-х годах по мере деградации ледникового плато Джикаугенкёз, возможно будет способствовать ускоренному отступанию ледника. Однако процесс айсбергообразования не был параметризован в модели, что может быть источником дополнительной неточности прогноза для ледника Джикаугенкёз.

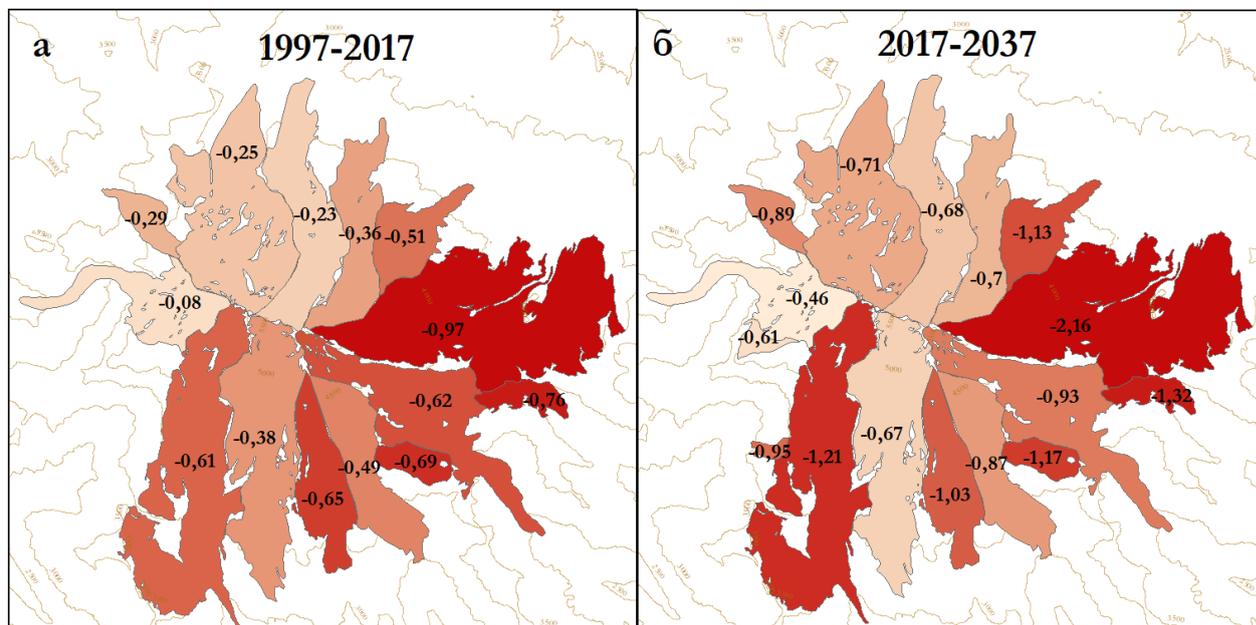


Рис. 55. Убыль массы ледников в среднем (а) в 1997-2017 (адаптировано из статьи Kutuzov et al., 2019) и (б) в 2017-2037, в соответствии с модельным прогнозом.

Геометрия ледников в будущем

Так как в данном исследовании рассчитывается изменение параметров ледника вдоль осевой линии, все характеристики усредняются по высотным поясам, и трехмерные особенности отступления ледников упрощаются. Однако, согласно предыдущим исследованиям (Huss, Hock, 2015; Van Tricht et al., 2023), большее значение для достоверности результатов моделирования имеют верные входные данные толщины ледников, нежели упрощения, принятые в динамическом и масс-балансовом блоке. Например, в работе Золотарев (2013) предсказание о динамике ледникового плато Джикаугенкёз было основано на старых оценках толщины льда (Тушинский, 1968), заниженных на порядок, поэтому вывод о том, что плато Джикаугенкёз исчезнет (до высоты 4000 м) к 2022 году, оказалось неверным. В нашем исследовании плато Джикаугенкёз может исчезнуть лишь при сценарии с наибольшим повышением температуры SSP5-8.5. Однако предсказанный нами объем оставшегося льда к концу века может быть, напротив, немного завышен, так как как измеренная толщина льда на Эльбрусе в частности в окрестностях вершины и на плато Джикаугенкёз (Kutuzov et al., 2019) меньше, чем модельная, полученная по методу Huss, Farinotti (2012).

Источник моренного материала

В нашей модели источник моренного материала задан наверху зоны аккумуляции ледника. При этом, в реальности моренный материал поступает как в результате склоновой денудации, переноса в толще ледника и последующего вытаивания в зоне абляции, так и с древних боковых морен и в результате донной экзарации (Серебряный, 1983). При моделировании динамики ледников не представляется возможным учесть всевозможные процессы поступления моренного материала на поверхность ледника, в силу отсутствия необходимых входных данных. Поэтому все эти процессы в нашей модели были объединены в один и контролируются одним параметром. Такой подход позволяет избежать чрезмерного количества взаимозависимых параметров, каждый из которых отвечает за свой процесс и должен пройти калибровку по данным Rounce et al. (2021), надежность которых вызывает сомнения. Проблема неидентифицируемости параметров была подробно разобрана в разделе 2.8.4.

Даже если предположить, что в моренном блоке отдельно заданы разные процессы накопления морены на леднике, остается открытым вопрос о том, как определить, какой из процессов доминирует. Например, некоторые исследования (Серебряный и др., 1984) указывают на то, что при формировании поверхностной морены на леднике доминируют донно-экзарационные процессы, в то время как другие (Messerli and Zurbuchen, 1968; Humlum, 2000 (Альпы); Owen and Derbyshire, 1989 (Каракорум); Ballantyne and Harris, 1994; Humlum, 2000 (Гренландия); Benn and Owen, 2002; Owen et al., 2003 (Гималаи); Humlum, 2005 (Шпицберген); Arsenault and Meigs, 2005; O'Farrell et al., 2009 (Аляска); Benn and Evans, 2010; Scherler et al., 2011 (Высокогорная Азия),) указывают на преобладание моренного материала, который попал на ледник со склонов.

Образование гляциальных озер на месте отступающих ледников

Следует оговориться, что предсказание об образовании новых озер в углублениях ложа носит вероятностный характер. Спрогнозированное образование озер возможно при благоприятных геоморфологических обстоятельствах (Панов, 1993). Возможно, в некоторых углублениях вода не будет накапливаться, если под отступающим ледником образованы глубокие каналы стока талых вод. Либо новое озеро может быть занесено флювиогляциальными наносами, если в соответствующее углубление был направлен канал подледникового стока (Панов, 1993). Однако, метод идентификации будущих озер, использованный в работе Лаврентьев и др. (2020), успешно прошел валидацию при прогнозировании места образования озер в 2017 году по состоянию на 1957 год: семь из семи предсказанных по гидравлическому потенциалу озер действительно были образованы.

5.5.5. Сравнение с аналогичными исследованиями

Модель, представленная в данном исследовании, была впервые применена на региональном уровне с использованием явно имитирующей эволюцию моренного покрова с использованием физически обоснованного уравнения переноса, которое включает в себя влияние динамики льда на изменение площади и толщины морены.

В недавнем аналогичном исследовании Compagno et al. (2022) используется параметризация для эволюции толщины морены и бокового расширения, в то время как поверхностными скоростями при рассмотрении эволюции морены пренебрегают. Однако перенос имеет важное значение для увеличения толщины морены в ответ на изменение климата (Anderson et al., 2021b). В частности, толщина морены сильно зависит от снижения поверхностной скорости течения ледника (Anderson, Anderson, 2018; Kirkbride, 2000; Ferguson, Veili, 2021). Учет влияния динамики ледника на толщину морены особенно важен в той части ледников, где поверхностные скорости низкие и моренный покров уже имеет тенденцию к утолщению. Это означает, что моренный покров может значительно утолщаться в тех местах, где параметризация, представленная в Compagno et al. (2022), не учитывает этого.

Влияние моренного покрова на поле абляции, толщины и скорости льда по леднику по сравнению с режимом моделирования без моренного блока соответствует результатам работы Anderson, Anderson (2016). Ледники, покрытые мореной, сначала теряют объем за счет истончения, и только потом начинают отступать.

Подобно модели Compagno et al. (2021), в настоящем исследовании показано, что влияние моренного покрова на объем льда в региональном масштабе невелико, но моренный покров не может быть полностью учтен неявно (посредством калибровки моделей баланса массы ледников). Обычно глобальные модели ледников калибруют параметры в соответствии с состоянием ледников на дату инвентаризации и изменением массы за определенный период. Однако моренный блок может изменить градиент потери массы льда со временем: например, даже если объем ледника на дату инвентаризации совпадает при включенном или выключенном моренном блоке, будущее уменьшение объема ледника происходит быстрее в режиме без морены, чем наоборот.

В работе Rounce et al. (2020a) было сделано предположение, что при более экстремальных климатических сценариях роль моренного покрова в замедлении таяния больше, чем при более мягких сценариях. Наши результаты показали, что это не так – напротив, при более мягких сценариях ледники отступают медленнее, что позволяет накопить большую мощность моренного материала на леднике.

Региональные прогнозы изменения общей площади ледников (медианные по каждому из сценариев) почти в точности совпадают с результатами из Rounce et al. (2023) (Рис. 56). Тем

не менее, для отдельных ледников, покрытых мореной, результаты могут значительно различаться.

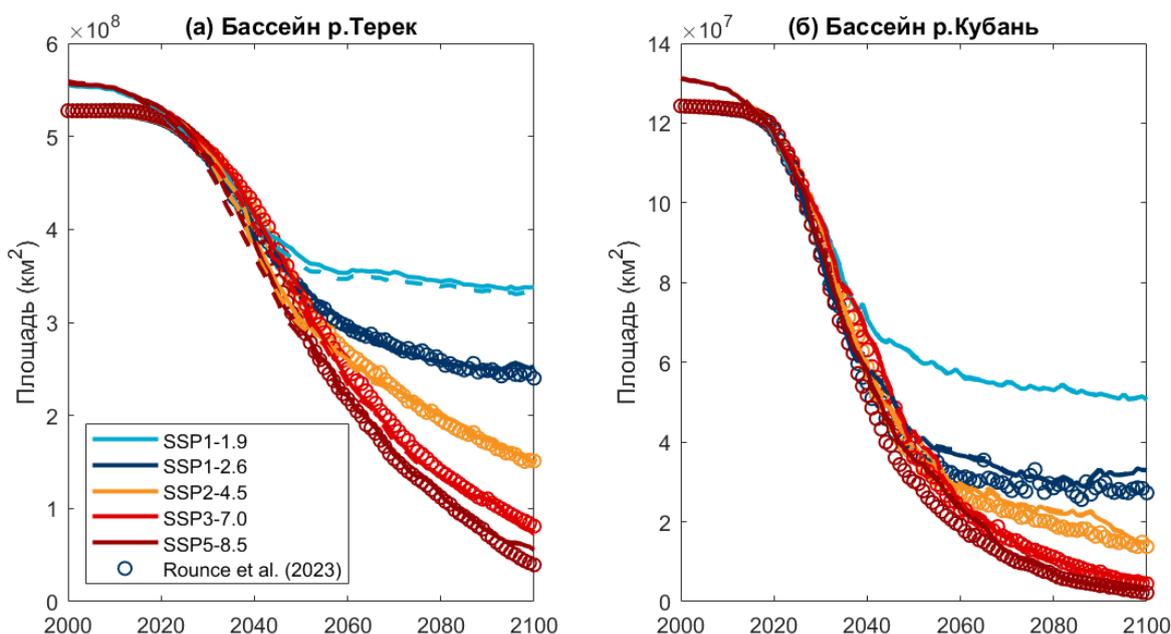


Рис. 56. Эволюция площади ледников в бассейнах Терека и Кубани — сравнение с результатами из Rounce et al (2023).

К примеру, для ледников Эльбруса наш прогноз изменения площади ледников в данном исследовании в целом близок к глобальным прогнозам из Rounce et al. (2023) с 2050 по 2100 гг., хотя последний предсказывает бóльшие потери льда (Рис. 57). В частности, это может быть связано с тем, что в работе Rounce et al. (2023) не учитывается динамика моренного покрова, его толщина и площадь зафиксированы в модели по состоянию на 2008 год. Однако в первой половине века расхождения с Rounce et al. (2023) значительны, при этом в исторический период наша модель лучше соответствует инвентаризациям. Переход от постепенного к быстрому уменьшению площади ледников в Rounce et al. (2023) происходит в 2040 году, а в данном исследовании – раньше и более постепенно.

Для отдельных ледников модель тоже показывает результаты, схожие с наблюдаемыми. Например, Большой Азау (Рис. 4а), по результатам моделирования, начинает разделяться на два ледника в начале века, так как к этому есть предпосылки, заложенные в данных толщины Huss, Farinotti (2012, обновлено в 2019), — перемычка тонкого льда между основной частью ледника, область питания которой начинается на Западном плато, и ледниковым плато Большой Азау западнее (Рис. 4б). Согласно работе Золотарев (2009), Большой Азау действительно разделяется в 2007 году.

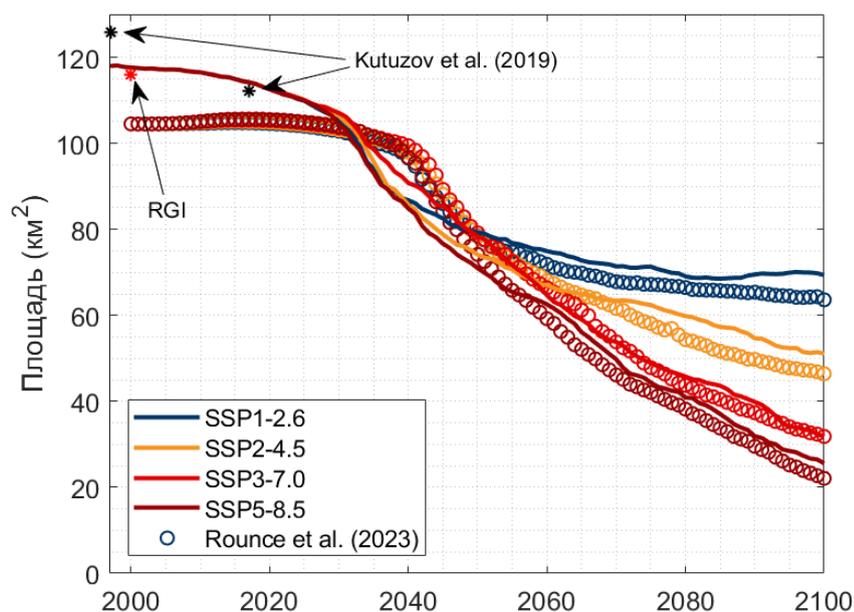


Рис. 57. Сравнение изменения площади оледенения Эльбруса с результатами из Rounce et al. (2023). Черными звездами обозначены значения площади ледников, представленные в работе Kutuzov et al. (2019) для 1997 и 2017 г., красными — площадь ледников согласно инвентаризации RGI в 2000 г.

В работе Золотарев (2013) было предсказано, что к концу XXI века границы ледников Эльбруса стабилизируются на высоте 3300-3400 м, при этом оледенение приобретет более симметричную форму (так как отступит ледник Джикаугенкез). По нашему прогнозу, высота фронтов при среднем сценарии SSP2-4.5 будет выше, 3600-3700 м, при этом оледенение также будет более симметричным. Возможно, причина более оптимистичного прогноза в работе Золотарев (2005), в том что автор предполагает постоянные среднегодовые потери, аналогичные современным, в то время как согласно нашим результатам моделирования, эти потери будут расти в среднем до 2035 года независимо от выбора климатического сценария (Рис. 58).

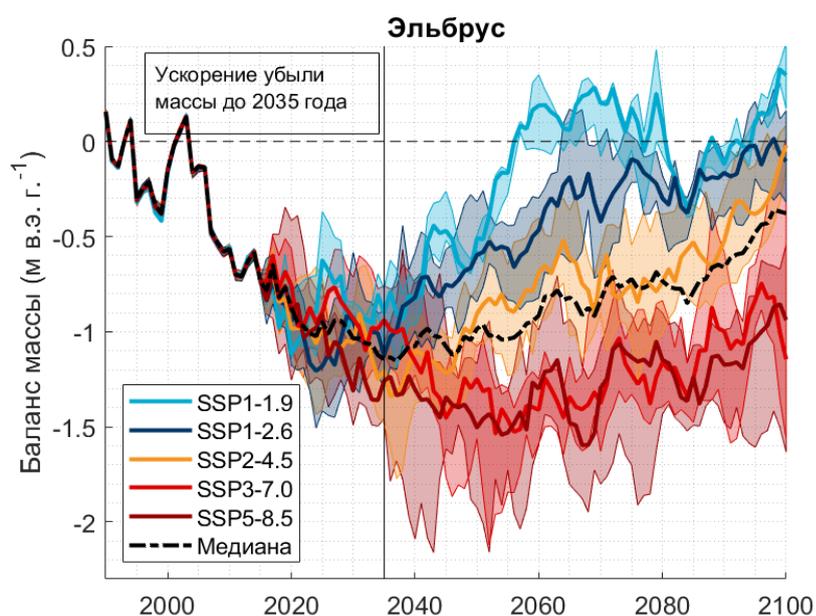


Рис. 58. Изменение среднего баланса массы для ледников Эльбруса. Кривые сглажены для наглядности.

В соответствии с разработанным прогнозом настоящего исследования, предсказанная убыль объема льда меньше, чем в модели JULES (Shannon et al., 2019), согласно результатам которой на Кавказе полностью исчезнут ледники по сценарию RCP8.5 до 2050 года. По сравнению с GloGEM (Huss, Hock, 2015), в соответствии с нашими результатами, прогнозируется меньшая потеря массы при сценарии RCP2.6 ($62\pm 8\%$ изменения объема льда с 2010 по 2100 гг. по сравнению с $70\pm 11\%$ в GloGEM); RCP4.5 ($80\pm 7\%$ изменения объема льда с 2010 по 2100 гг. по сравнению с $84\pm 8\%$ в GloGEM); RCP8.5 ($92\pm 14\%$ изменения объема льда с 2010 по 2100 гг. по сравнению с $96\pm 3\%$ в GloGEM). Это может быть объяснено наличием динамического блока GloGEMflow (Zekollari et al., 2019), явной формулировкой эволюции моренного покрова, а также тем, что в нашем исследовании учитываются только ледники Северного Кавказа. Наши результаты лежат в диапазоне изменения объема, указанном в Radić et al. (2014).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В данном исследовании был представлен блок эволюции моренного покрова, который был подключен к модели GloGEMflow и использован на региональном уровне. Мощность морены изменяется за счет вытаявания ледника и динамического перераспределения.

При самом теплом климатическом сценарии (SSP5-8.5) к концу XXI века может произойти почти полная дегляциация региона (за исключением ледников Эльбруса). При самых теплых климатических сценариях SSP5-8.5, SSP3-7.0, в 2100 году на Эльбрусе будет сосредоточено до 84% оставшегося по прогнозу льда в бассейне Терека, и до 98% оставшегося льда в бассейне Кубани. Лишь при умеренном потеплении (SSP1-2.6, SSP1-1.9) ледники по прогнозу могут достичь равновесия с климатом до конца века, при этом потери льда составят $57\pm 9\%$ от объема льда на 2020 год при SSP1-2.6 и $45\pm 8\%$ при SSP1-1.9. Прогнозируемый объем льда в бассейне Кубани убывает в два раза быстрее, чем в бассейне реки Терек, так как ледники ниже расположены и не могут отступить на большие высоты.

Моренный покров задерживает потерю массы льда в течение столетия, особенно в местных масштабах, но оказывает незначительное влияние на объемы льда и количество исчезнувших ледников к 2100 году. Ограниченное влияние моренного покрова в бассейнах Терека и Кубани показывает, что изолирующий эффект морены не способен компенсировать увеличение таяния для всех сценариев изменения климата. В то же время моделирование пространственных характеристик моренного покрова служит для улучшения понимания будущей эволюции ледников. Пытаясь оценить, насколько "неправильны" модели ледников, не учитывающие моренный покров, приходим к следующим выводам:

- (1) Если необходимо оценить крупномасштабные изменения объема льда для долгосрочного прогноза, то учитывать эволюцию моренного покрова не требуется.
- (2) При разработке краткосрочного прогноза (на 20-40 лет вперед) для крупных долинных ледников, учет эволюционирующего моренного чехла необходим;
- (3) Если для поставленных задач важна геометрия и динамика ледников (расположение фронта, распределение баланса массы, объем областей мертвого льда, скорость поверхности для оценки мощности ледника путем инверсии), то предпочтительнее моделирование эволюции ледников с учетом меняющегося моренного покрова.

Изменение мощности моренного покрова в бассейнах рек Терек и Кубань нелинейно. Мощность морены растет в среднем до 2035 года, пока отступление фронтов ледников относительно медленное, вследствие чего моренный материал может накапливаться на языках ледников. Однако после 2035 года (в среднем) средневзвешенная мощность морены по прогнозу убывает. При этом мощность морены убывает к концу века тем сильнее, чем теплее

климат. Дело в том, что при более экстремальных сценариях отделение наиболее мощных прифронтальных участков морены из-за быстрого отступления ледников опережает накопление морены. Тем не менее, доля покрытой мореной площади ледников растет к концу века тем больше, чем теплее прогнозируемый климат. В результате влияние морены на общий объем льда убывает к концу века тем сильнее, чем теплее климат. Поэтому для оценки влияния моренного покрова на эволюцию ледников недостаточно проследить конечные результаты моделирования на 2100 год.

Отложение тилла в прогляциальном поясе способствует образованию моренно-подпрудных озер с возможным включением мертвого льда, что в свою очередь создает благоприятные условия для прорывных паводков из-за ненадежности плотины (Benn et al., 2012; Petrakov et al., 2018). Новый модуль моренного покрова для модели GloGEMflow дает возможность прогнозировать образование областей мертвого льда и прогляциальных озер в будущем, по мере отступления ледников. В период между 2030 и 2040 годами прогнозируется максимальный объем мертвого льда в целом по региону. Этот период может соответствовать значительному накоплению талой воды за мертвым льдом, что повышает потенциал образования озер и связанный с этим риск возникновения прорывных наводнений.

На Эльбрусе будет образовано по крайней мере 17 новых озер. При умеренном потеплении, SSP1-2.6, будет образовано 8 озер. Самое большое озеро на леднике Джикаугенкез будет подпружено обширной областью покрытого мореной мертвого льда в 2040-2050-х годах, причем запруда может достигать толщины 60 м. По прогнозу, толстое ледниковое плато Джикаугенкез примерно в этот период может впасть в образованное приледниковое озеро, и сопутствующее этому айсбергообразование может ускорить процесс отступления ледника.

Такая информация необходима для внедрения эффективных систем раннего предупреждения и разработки соответствующих мер по смягчению последствий для минимизации потенциального воздействия на населенные пункты и инфраструктуру, расположенные ниже по течению.

ЛИТЕРАТУРА

1. Андрианов В.А., Юшкова О.В. Математическая модель для расчета коэффициента отражения от диэлектрически неоднородного полупространства // Радиотехника и электроника. 1994. Т. 3. № 4. С. 548-552.
2. Бармасов А.В. Курс общей физики для природопользователей. Электричество // БХВ-Петербург. 2010.
3. Войтковский К.Ф. Взаимосвязь толщины ледника с углом наклона его поверхности // Материалы гляциологических исследований. 1997. № 83, С.155-158.
4. Волошина А.П. Метеорология горных ледников. М: ИГ РАН. 2002. 240 с.
5. Глазовский А.Ф., Мачерет Ю.Я. Вода в ледниках. Методы и результаты геофизических и дистанционных исследований // М.: ГЕОС, 2014
6. Григорян С.С., Красс М.С., Шумский П.А. Математические модели основных типов ледников. Механика ледников. Сборник института механики МГУ // Изд-во МГУ. 1977. С. 3-37.
7. Ефремов Ю.В., Панов В.Д., Лурье П.М., Ильичев Ю.Г., Панова С.В., Лутков Д.А. Орография, оледенение, климат Большого Кавказа: опыт комплексной характеристики и взаимосвязей. 2007.
8. Золотарёв Е.А. Эволюция оледенения Эльбруса. Картографо-аэрокосмические технологии гляциологического мониторинга // Научный мир. 2009. С. 238.
9. Золотарёв Е.А., Харьковец Е.Г. Эволюция оледенения Эльбруса после малого ледникового периода // Лед и снег. 2007. № 52. С. 15–22.
10. Золотарев Е.А. Теоретические основы картографо-аэрокосмических технологий дистанционного мониторинга опасных гляциальных процессов высокогорных геосистем (Doctoral dissertation, Диссертация на соискание учёной степени доктора географических наук. 2013. С. 207.
11. Кислов А.В., Глазовский А.Ф. Моделирование динамики приливного ледника Ханса (Шпицберген) на основе стохастической модели // Лёд и Снег. 2019. Т. 59. № 4. С. 452-459. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2019-4-441>
12. Котляков В.М. Снежный покров Земли и ледники // Гидрометеиздат. 1968. С. 480.
13. Лаврентьев И.И., Петраков Д.А., Кутузов С.С., Коваленко Н.В., Смирнов А.М. Оценка потенциала развития ледниковых озёр на Центральном Кавказе // Лёд и Снег. 2020. Т. 60. № 3. С. 343-360. <https://doi.org/10.31857/S2076673420030044>
14. Михаленко В., Роттаева О., Алешина М., Никитин С., Кутузов С., Елагина Н., Лаврентьев И., Торопов П., Носенко Г., Смирнов А. Ледники и климат Эльбруса. 2020.
15. Морозова П.А., Рыбак О.О. Регионализация данных глобального климатического моделирования для расчёта баланса массы горных ледников // Лёд и Снег. 2017. Т. 57. №4. С. 437-452. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2017-4-437-452>
16. Панов В.Д. Эволюция современного оледенения Кавказа // Гидрометеиздат. 1993. С. 432.
17. Поповнин В.В. Поле аккумуляции горного ледника // Материалы гляциологических

- исследований. 2000. № 88. С.1629.
18. *Поповнин В.В., Петраков Д.А.* Ледник Джанкуат за минувшие 34 года (1967/682000/01 гг.). // *Материалы гляциологических исследований.* 2005. № 98. С.167174.
 19. *Поповнин В.В., Розова А.В.* Разрастание поверхностной морены на леднике Джанкуат как процесс, тормозящий абляцию // *Материалы гляциологических исследований.* 2005. № 98. С.1018.
 20. *Поповнин В.В., Резепкин А.А., Тиелидзе Л.Г.* Разрастание поверхностной морены на языке ледника Джанкуат за период прямого гляциологического мониторинга // *Криосфера Земли.* 2015. Т. 19. №. 1. С. 89-98.
 21. *Поповнин В.В., Губанов А.С., Сатылканов Р.А., Эрменбаев Б.О.* Реконструкция баланса массы ледника Сары-Тор по метеорологическим данным // *Лед и Снег.* 2021. Т. 61. № 1. С. 58-74. <https://doi.org/10.31857/S2076673421010071>
 22. *Постникова Т.Н., Рыбак О.О.* Глобальные гляциологические модели: новый этап в развитии методов прогнозирования эволюции ледников. Часть 1. Общий подход и архитектура моделей // *Лёд и Снег.* 2021. Т. 62. № 2. С. 620-636. <https://doi.org/10.31857/S2076673421040111>
 23. *Постникова Т.Н., Рыбак О.О.* Глобальные гляциологические модели: новый этап в развитии методов прогнозирования эволюции ледников. Часть 2. Постановка экспериментов и практические приложения // *Лёд и Снег.* 2022. Т. 62. № 2. С. 287-304. <https://doi.org/10.31857/S2076673422020133>
 24. *Рыбак О.О., Рыбак Е.А., Кутузов С.С., Лаврентьев И.И., Морозова П.А.* Калибровка математической модели динамики ледника Марух, Западный Кавказ // *Лёд и Снег.* 2015. Т. 55. № 2. С. 9-20. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2015-2-9-20>
 25. *Рыбак О.О., Рыбак Е.А., Корнева И.А., Морозова П.А., Поповнин В.В.* Равновесные конфигурации ледника Джанкуат в разных климатических условиях // *Системы контроля окружающей среды.* 2018. Т. 14, С. 102-109. <https://doi.org/10.33075/2220-5861-2018-4-102-109>
 26. *Рыбак О.О.* Определение положения осевых линий горных ледников. // *Международный научно-исследовательский журнал.* 2019. Т. 12. №1. С. 90. <https://doi.org/10.23670/IRJ.2019.90.12.026>
 27. *Серебрянный Л.Р.* Морены - источник гляциологической информации // *Наука.* 1989. С. 236.
 28. *Серебрянный Л.Р., Голодковская Н.А., Орлов А.В., Малясова Е.С., Ильвес Э.О. и др.* Колебания ледников и процессы моренонакопления на Центральном Кавказе // *Наука.* 1984. С. 216.
 29. *Трепов Г.В.* Измерение скорости распространения электромагнитных волн в леднике // *Тр. ААНИИ.* 1970. Т. 295. С. 60-63.
 30. *Тушинский Г.К.* Оледенение Эльбруса // *Издательство Московского университета.* 1968.
 31. *Узлов В.А., Шишков Г.И., Щербаков В.В.* Основные физические параметры снежного покрова // *Тр. Нижегородского гос. техн. Ун-та им. Р.Е. Алексеева.* 2014. Т. 103. № 1. С. 119–129
 32. *Финкельштейн М., Карпунин В., Кутев В., Метелкин В.* Подповерхностная радиолокация / Москва: Радио и связь. 1994. С. 216.
 33. *Ходаков В.Г.* Расчет и прогноз абляции мореносодержащего льда // *Материалы гляциологических*

- исследований. 1972. № 20. С. 215218.
34. *Черноморец С.С.* Селевые очаги до и после катастроф // Научный мир. 2005. С. 180.
 35. *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.
 36. *Шумский П.А.* О теории колебаний ледников // Материалы гляциологических исследований. 1964. №10. С.104112.
 37. *Шумский П.А.* Динамическая гляциология. Итоги науки. Серия: география. Гидрология суши. Гляциология // ВИНТИ. 1969. С. 170.
 38. *Шукин И.С.* Четырехязычный словарь терминов по физической географии // Сов. энцикл. 1980.
 39. *Юшкова О.В., Дымова Т.Н.* Особенности электрофизических свойств «холодных» ледников // Всероссийские открытые Армандовские чтения. Современные проблемы дистанционного зондирования, радиолокации, распространения и дифракции волн. 2020. С. 134-140.
 40. *Albrecht O., Jansson P., Blatter H.* Modelling glacier response to measured mass-balance forcing // Annals of Glaciology. 2000. Vol. 31. P. 91–96. <https://doi.org/10.3189/172756400781819996>
 41. *Anderson B., MacKintosh A.* Controls on mass balance sensitivity of maritime glaciers in the Southern Alps, New Zealand: The role of debris cover // Journal of Geophysical Research: Earth Surface. 2012. Vol. 117. № 1. P. 1–15. <https://doi.org/10.1029/2011JF002064>
 42. *Anderson L.S., Anderson R.S.* Modeling debris-covered glaciers: response to steady debris deposition // The Cryosphere. 2016. Vol. 10. № 3. P. 1105–1124. <https://doi.org/10.5194/tc-10-1105-2016>
 43. *Anderson L. S., Anderson R. S.* Debris thickness patterns on debris-covered glaciers // Geomorphology. 2018. Vol. 311. P. 1-12. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2018.03.014>
 44. *Anderson L.S., Armstrong W.H., Anderson R.S., Buri P.* Debris cover and the thinning of Kennicott Glacier, Alaska: in situ measurements, automated ice cliff delineation and distributed melt estimates // The Cryosphere. 2021a. Vol. 15. № 1. P. 265-282. <https://doi.org/10.5194/tc-15-265-2021>
 45. *Anderson L.S., Armstrong W.H., Anderson R.S., Scherler D., Petersen E.* The causes of debris-covered glacier thinning: evidence for the importance of ice dynamics from Kennicott glacier, Alaska // Frontiers in Earth Science. 2021b. P. 723. <https://doi.org/10.3389/feart.2021.680995>
 46. *Arsenault A.M., Meigs A.J.* Contribution of deepseated bedrock landslides to erosion of a glaciated basin in southern Alaska // Earth Surf. Proc. Land. 2005. Vol. 30. P. 1111–1125. doi:10.1002/esp.1265
 47. *IPCC.* Arias P, Bellouin N, Coppola E, Jones R, Krinner G, Marotzke J, Naik V, Palmer M, Plattner GK, Rogelj J, Rojas M. Climate Change 2021: the physical science basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change; technical summary.
 48. *Bahr D.B., Meier M.F., Peckham S.D.* The physical basis of glacier volume-area scaling // J. Geophys. Res. 1997. Vol. 10. № B9. P. 20355 – 20362. <https://doi.org/10.1029/97JB01696>
 49. *Bahr D.B., Pfeffer W.T., Kaser G.* Glacier volume estimation as an ill-posed inversion // Journal of

- Glaciology. 2014. V. 60. P. 922– 934. <https://doi.org/10.3189/2014JoG14J062>
50. *Ballantyne C.K., Harris C.* The Periglaciation of Great Britain // Cambridge University Press, Cambridge, UK. 1994. P. 335.
 51. *Banerjee A., Shankar R.* On the response of Himalayan glaciers to climate change // Journal of Glaciology. 2013. Vol. 59. № 215. P. 480– 490. <https://doi.org/10.3189/2013JoG12J130>
 52. *Barnett T.P., Adam J.C., Lettenmaier D.P.* Potential impacts of a warming climate on water availability in snow-dominated regions // Nature. 2005. Vol. 438. № 7066. C. 303–309. <https://doi.org/10.1038/nature04141>
 53. *Benn D.I., Lehmkuhl F.* Mass balance and equilibrium-line altitudes of glaciers in high-mountain environments // Quaternary International. 2000. Vol. 65. P. 15-29. [https://doi.org/10.1016/S1040-6182\(99\)00034-8](https://doi.org/10.1016/S1040-6182(99)00034-8)
 54. *Benn D.I., Owen L.A.* 2002. Himalayan glacial sedimentary environments: a framework for reconstructing and dating the former extent of glaciers in high mountains // Quaternary International, Vol. 97–98. P. 3–25. doi:10.1016/S1040-6182(02)00048-4
 55. *Benn D., Bolch T., Hands K., Gulley J., Luckman A., Nicholson L., Lincey D., Thompson S., Toumi R., Wiseman S.* Response of debris-covered glaciers in the Mount Everest region to recent warming, and implications for outburst flood hazards // Earth-Science Reviews. 2012. Vol. 114. № 1-2. P. 156–174. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2012.03.008>
 56. *Bentley C.* Seismic evidence for moraine within the basal antarctic ice sheet // Antarctic Research Series, 1971. Vol. 2. № 16. P. 89–129.
 57. *Berg B.A.* Introduction to Markov chain Monte Carlo simulations and their statistical analysis. Markov Chain Monte Carlo // Lect Notes Ser Inst Math Sci Natl Univ Singap. 2005. Vol. 7. P. 1–52
 58. *Bolibar J., Rabatel A., Gouttevin I., Galiez C., Condom T., Sauquet E.* Deep learning applied to glacier evolution modelling // The Cryosphere. 2020. Vol. 14. № 2, P.565-584. <https://doi.org/10.5194/tc-14-565-2020>
 59. *Bozhinskiy A.N., Krass M.S., Popovnin V.V.* Role of debris cover in the thermal physics of glaciers // Journal of Glaciology. 1986. Vol. 32. № 111. P. 255–266.
 60. *Braithwaite R.J.* Positive degree-day factors for ablation on the Greenland ice sheet studied by energy-balance modelling // Journal of Glaciology. 1995. Vol. 41. №. 137. P. 153-160. <https://doi.org/10.3189/S0022143000017846>
 61. *Braithwaite R.J., Raper S.C.B.* Estimating equilibrium-line altitude (ELA) from glacier inventory data // Annals of Glaciology. 2009. Vol. 50. №. 53. P. 127-132. <https://doi.org/10.3189/172756410790595930>
 62. *Braun M.H., Malz P., Sommer C., Farías-Barahona D., Sauter T., Casassa G., Soruco A., Skvarca P., Seehaus T.C.* Constraining glacier elevation and mass changes in South America // Nature Climate Change. 2019. Vol. 9. P. 130–136. <https://doi.org/10.1038/s41558-018-0375-7>
 63. *Brun F., Berthier E., Wagnon P., Kääh A., Treichler D.* A spatially resolved estimate of high mountain Asia glacier mass balances from 2000 to 2016 // Nature Geosciences. 2017. Vol. 10. № 9. P 668–673.

<https://doi.org/10.1038/ngeo2999>

64. Brun F., Wagnon P., Berthier E., Shea J.M., Immerzeel W.W., Kraaijenbrink P.D.A., Vincent Ch., Reverchon C., Shrestha D., Arnaud Y. Ice cliff contribution to the tongue-wide ablation of Changri Nup glacier, Nepal, central Himalaya // *Cryosphere*. 2018. Vol. 12. P. 3439–3457. <https://doi.org/10.5194/tc-12-3439-2018>
65. Brun F., Wagnon P., Berthier E., Jomelli V., Maharjan S., Shrestha F., Kraaijenbrink P. Heterogeneous influence of glacier morphology on the mass balance variability in High Mountain Asia // *Journal of Geophysical Research, Earth Surface*. 2019. Vol. 124. № 6. P. 1331–1345. <https://doi.org/10.1029/2018JF004838>
66. Brunner M.I., Farinotti D., Zekollari H., Huss M., Zappa M. Future shifts in extreme flow regimes in Alpine regions // *Hydrology and Earth System Sciences*. 2019. Vol. 23. № 11. P. 4471–4489. <https://doi.org/10.5194/hess-23-4471-2019>
67. Budd W.F., Jenssen D. Numerical modelling of glacier systems // *IAHS-AISH Publ.* 1975. № 104. P. 257-291.
68. Budd W.F., Keage P.L., Blundy N.A. Empirical studies of ice sliding // *Journal of Glaciology*. 1979. V. 23. P. 157-170. doi:10.3189/S0022143000029804
69. Carenzo M., Pellicciotti F., Rimkus S., Burlando P. Assessing the transferability and robustness of an enhanced temperature-index glacier-melt model // *Journal of Glaciology*. 2009. Vol. 55. № 190. P. 258-274. <https://doi.org/10.3189/002214309788608804>
70. Carlson B.Z., Georges D., Rabatel A., Randin C.F., Renaud J., Delestrade A., Zimmermann N.E., Choler P., Thuiller W. Accounting for tree line shift, glacier retreat and primary succession in mountain plant distribution models // *Diversity and Distributions*. 2014. Vol. 20, P. 1379–1391. <https://doi.org/10.1111/ddi.12238>
71. Cogley J.G. Geodetic and direct mass-balance measurements: comparison and joint analysis. *Annals of Glaciology*. 2009. Vol. 50. № 50. P. 96–100. <https://doi.org/10.3189/172756409787769744>
72. Cogley J.G. Area of the ocean // *Marine Geodesy*. 2012. Vol. 35. P. 379–388. doi:10.1080/01490419.2012.709476
73. Compagno L., Huss M., Miles E.S., McCarthy M.J., Zekollari H., Pellicciotti F., Farinotti D. Modelling supraglacial debris-cover evolution from the single glacier to the regional scale: an application to High Mountain Asia // *The Cryosphere Discussions*. 2022. P. 1–33. . <https://doi.org/10.5194/tc-2021-233>
74. Courant R., Hilbert D. *Methods of mathematical geophysics, Vol. 2: partial differential equations* // Interscience, New York. 1966.
75. Cuffey K.M., Paterson W.S.B. *The physics of glaciers* // Academic Press. 2010. P. 403
76. Dee D.P., Uppala S.M., Simmons A.J., Berrisford P., Poli P., Kobayashi S., Andrae U., Balmaseda M.A., Balsamo G., Bauer P., Bechtold P., Beljaars A.C.M., van de Berg L., Bidlot J., Bormann N., Delsol C., Dragani R., Fuentes M., Geer A.J., Haimberger L., Healy S.B., Hersbach H., Hólm E.V., Isaksen L., Kållberg P., Köhler M., Matricardi M., McNally A.P., Monge-Sanz B.M., Morcrette J.-J., Park B.-K., Peubey C., de Rosnay P., Tavolato C., Thépaut J.-N., Vitart F. The ERA-Interim reanalysis:

- Configuration and performance of the data assimilation system // Quarterly Journal of the royal meteorological society. 2011. Vol. 137. № 656. P. 553–597. <https://doi.org/10.1002/qj.828>
77. *Dehecq A., Gourmelen N., Gardner A.S., Brun F., Goldberg D., Nienow P.W., Berthier E., Vincent Ch., Wagnon P., Trouvé E.* Twenty-first century glacier slowdown driven by mass loss in High Mountain Asia // Nature Geoscience. 2019. Vol. 12. P. 22–27. doi: 10.1038/s41561-018-0271-9
 78. *Dowdeswell J.A., Evans S.* Investigations of the form and flow of ice sheets and glaciers using radio-echo sounding // Reports on Progress in Physics. 2004. Vol. 67. № 10. P. 1821.
 79. *Dyurgerov M., Meier M.* Glacier mass balance, climate and sea level change // Материалы гляциологических исследований. 2006. № 100. P. 24-37.
 80. *Edwards T.* Quantifying uncertainties in the land ice contribution to sea level from ISMIP6 and GlacierMIP // EGU General Assembly Conference Abstracts. 2020. P. 11241.
 81. *Eis J., Maussion F., Marzeion B.* Initialization of a global glacier model based on present-day glacier geometry and past climate information: an ensemble approach // The Cryosphere. 2019. Vol. 13. P. 3317–3335. doi:10.5194/tc-13-3317-2019
 82. *Eyring V., Bony S., Meehl G.A., Senior C.A., Stevens B., Stouffer B., Taylor K.E.* Overview of the Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6) experimental design and organization // Geoscientific Model Development. 2016. Vol. 9. № 5. P. 1937–1958. doi:10.5194/gmd-9-1937-2016
 83. *De Ferranti J.A.* Worldwide 3 Arc Seconds DEM. 2014. <http://viewfinderpanoramas.org/dem3.html>
 84. *Farinotti D., Huss M., Bauder A., Funk M., Truffer M.* A method to estimate the ice volume and ice-thickness distribution of alpine glaciers // Journal of Glaciology. 2009. Vol. 55. № 191. P. 422-430. <https://doi.org/10.3189/002214309788816759>
 85. *Farinotti D., Brinkerhoff D.J., Clarke G.K., Fürst J.J., Frey H., Gantayat P., Linsbauer A., Machguth H., Martin C., Maussion F., Morlighem M., Mosbeux C., Pandit A., Portmann A., Rabatel A., Ramsankaran R., Reerink T.J., Sanchez O., Stentoft P.A., Kumari S.S., van Pelt W.J.J., Anderson B., Benham T., Binder D., Dowdeswell J.A., Fischer A., Helfricht K., Kutuzov S., Lavrentiev I., McNabb R., Gudmundsson G.H., Li H., Andreassen L.M.* How accurate are estimates of glacier ice thickness? Results from ITMIX, the Ice Thickness Models Intercomparison eXperiment // The Cryosphere. 2017. Vol. 11. № 2. P. 949-970. <https://doi.org/10.5194/tc-11-949-2017>
 86. *Farinotti D., Huss M., Fürst J.J., Landmann J., Machguth H., Maussion F., Pandit A.* A consensus estimate for the ice thickness distribution of all glaciers on Earth // Nature Geoscience. 2019. Vol. 12. № 3. P. 168-173. <https://doi.org/10.1038/s41561-019-0300-3>
 87. *Farr T.G., Rosen P.A., Caro E., Crippen R., Duren R., Hensley S., Kobrick M., Paller M., Rodriguez E., Roth L., Seal D., Shaffer S., Shimada J., Umland J., Werner M., Oskin M., Burbank D., Alsdorf D.* The Shuttle Radar Topography Mission // Reviews of Geophysics. 2007. Vol. 45, P. RG2004. <https://doi.org/10.1029/2005RG000183>
 88. *Ferguson J.C., Vieli A.* Modelling steady states and the transient response of debris-covered glaciers // The Cryosphere. 2021. Vol. 15. № 7. P. 3377–3399. <https://doi.org/10.5194/tc-15-3377-2021>
 89. *Fleischer F., Otto J.C., Junker R., Hölbling D.* Evolution of debris cover on glaciers of the Eastern Alps,

- Austria, between 1996 and 2015 // *Earth Surface Processes and Landforms*. 2021. Vol. 46. P. 1673–1691. <https://doi.org/10.1002/esp.5065>
90. *Frey H., Machguth H., Huss M., Huggel C., Bajracharya S., Bolch T., Kulkarni A., Linsbauer A., Salzmann N., Stoffel M.* Estimating the volume of glaciers in the Himalayan–Karakoram region using different methods // *Cryosphere*. 2014. Vol. 8. P. 2313–2333. <https://doi.org/10.5194/tc-8-2313-2014>
 91. *Frolov A.D., Macheret Yu.Ya.* On dielectric properties of dry and wet snow // *Hydrological processes*. 1999. Vol. 13. P. 1755–1760.
 92. *Fujita K., Suzuki R., Nuimura T., Sakai A.* Performance of ASTER and SRTM DEMs, and their potential for assessing glacial lakes in the Lunana region, Bhutan Himalaya // *Journal of Glaciology*. 2008. Vol. 54. P. 220–228. <https://doi.org/10.3189/002214308784886162>
 93. *Fürst J.J., Gillet-Chaulet F., Benham T.J., Dowdeswell J.A., Grabiec M., Navarro F., Pettersson R., Moholdt G., Nuth C., Sass B., Aas K., Fettweis X., Lang C., Seehaus T., Braun M.* Application of a two-step approach for mapping ice thickness to various glacier types on Svalbard // *Cryosphere*. 2017. Vol. 11. P. 2003–2032. <https://doi.org/10.5194/tc-11-2003-2017>
 94. *Gardelle J., Berthier E., Arnaud Y., Kääb A.* Region-wide glacier mass balances over the Pamir–Karakoram–Himalaya during 1999–2011 // *The Cryosphere*. 2013. Vol. 7. № 4. P. 1263–1286. <https://doi.org/10.5194/tc-7-1263-2013>
 95. *Gardner A.S., Moholdt G., Cogley J.G., Wouters B., Arendt A.A., Wahr J., Berthier E., Hock R., Pfeffer W.T., Kaser G., Ligtenberg S.R.M., Bolch T., Sharp M.J., Hagen J.O., van den Broeke M.R., Paul F.* A reconciled estimate of glacier contributions to sea level rise: 2003 to 2009 // *Science*. 2013. Vol. 340. P. 852–857. <http://dx.doi.org/10.1126/science.1234532>
 96. *Gerbaux M., Genthon C., Etchevers P., Vincent C., Dedieu J. P.* Surface mass balance of glaciers in the French Alps: distributed modeling and sensitivity to climate change // *Journal of Glaciology*. 2005. Vol. 51. № 175. P. 561–572. <https://doi.org/10.3189/172756505781829133>
 97. *Giesen R.H., Oerlemans J.* Climate-model induced differences in the 21st century global and regional glacier contributions to sea-level rise // *Clim. Dyn.* 2013. Vol. 41. № 11–12. P. 3283–3300. <https://doi.org/10.1007/s00382-013-1743-7>
 98. *GlaThiDa Consortium: Glacier Thickness Database 3.0.1.* World Glacier Monitoring Service, Zurich, Switzerland. 2019. <https://doi.org/10.5904/wgms-glathida-2019-03>
 99. *Gutowski Jr.W.J., Giorgi F., Timbal B., Frigon A., Jacob D., Kang H. S., Raghavan K., Lee B., Lennard Ch., Nikulin G., O'Rourke E., Rixen M., Solman S., Stephenson T., Tangang F.* WCRP coordinated regional downscaling experiment (CORDEX): a diagnostic MIP for CMIP6 // *Geoscientific Model Development*. 2016. Vol. 9. № 11. P. 4087–4095. <https://doi.org/10.5194/gmd-9-4087-2016>
 100. *Haerberli W., Frauenfelder R., Hoelzle M., Zemp M.* Glacier mass balance bulletin no. 7 (2000–2001) // IAHS (ICSU). Zurich. 2003.
 101. *Hambrey M.J., Quincey D.J., Glasser N.F., Reynolds J.M., Richardson S.J., Clemmens S.* Sedimentological, geomorphological and dynamic context of debris-mantled glaciers, Mount Everest (Sagarmatha) region, Nepal // *Quaternary Science Reviews*. 2008. Vol. 27. № 25–26. P. 2361–2389.

- <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2008.08.010>
102. *Herreid S., Pellicciotti F.* The state of rock debris covering earth's glaciers // *Nature Geoscience*. 2020. Vol. 13. № 9. P. 621–627. <https://doi.org/10.1038/s41561-020-0615-0>
 103. *Hersbach H., Bell B., Berrisford P., Horányi A., Sabater J.M., Nicolas J., Radu R., Schepers D., Simmons A., Soci C. u dp.* Global reanalysis: goodbye ERA-interim, hello ERA5 // *ECMWF newsletter*. 2019. Vol. 159. P. 17–24
 104. *Hirabayashi Y., Zang Y., Watanabe S., Koirala S., Kanae S.* Projection of glacier mass changes under a high-emission climate scenario using the global glacier model HYOGA2 // *Hydrol. Res. Lett.* 2013. Vol. 7. № 1. P. 6–11. <https://doi.org/10.3178/hrl.7.6>
 105. *Hock R.* A distributed temperature-index ice-and snowmelt model including potential direct solar radiation // *Journal of glaciology*. 1999. Vol. 45. №. 149. P. 101-111. <https://doi.org/10.3189/S0022143000003087>
 106. *Hock R.* Temperature index melt modelling in mountain areas // *Journal of Hydrology*. 2003. Vol. 282. №. 1-4. P. 104-115. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(03\)00257-9](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(03)00257-9)
 107. *Hock R., Bliss A., Marzeion B., Giesen R.H., Hirabayashi Y., Huss M., Radić V., Slangen A.B.* GlacierMIP—A model intercomparison of global-scale glacier mass-balance models and projections // *Journ. of Glaciology*. 2019. Vol. 65. № 251. P. 453–467. <https://doi.org/10.1017/jog.2019.22>
 108. *Hoelzle M., Haeberli W., Dischl M., Peschke W.* Secular glacier mass balances derived from cumulative glacier length changes // *Global Planet. Change*. 2003. Vol. 36. № 4. P. 295–306. [https://doi.org/10.1016/S0921-8181\(02\)00223-0](https://doi.org/10.1016/S0921-8181(02)00223-0)
 109. *Hofer M., Marzeion B., Mölg T.* A statistical downscaling method for daily air temperature in data sparse, glaciated mountain environments // *Geoscientific Model Development*. 2015. Vol. 8. P. 579–593. <https://doi.org/10.5194/gmd-8-579-2015>
 110. *Huang L., Li Z., Han H., Tian B., Zhou J.* Analysis of thickness changes and the associated driving factors on a debris covered glacier in the Tianshan Mountain // *Remote Sensing of Environment*. 2018. Vol. 206. P. 63–71. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2017.12.028>
 111. *Hugonnet R., McNabb R., Berthier E., Menounos B., Nuth Ch., Girod L., Farinotti D., Huss M., Dussailant I., Brun F., Kääb A.* Accelerated global glacier mass loss in the early twenty-first century // *Nature*. 2021. Vol. 592. P. 726–731. <https://doi.org/10.1038/s41586-021-03436-z>
 112. *Humlum, O.* The geomorphic significance of rock glaciers: estimates of rock glacier debris volumes and headwall recession rates in West Greenland // *Geomorphology*. 2000. Vol. 35. P. 41–67. [https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(00\)00022-2](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(00)00022-2)
 113. *Humlum, O.* Holocene permafrost aggradation in Svalbard, Geological Society, London, Special Publications. 2005. Vol. 242. P. 119–129. doi:10.1144/GSL.SP.2005.242.01.11
 114. *Huss M., Juvet G., Farinotti D., Bauder A.* Future high-mountain hydrology: a new parameterization of glacier retreat // *Hydrology and Earth System Sciences*. 2010. Vol. 14. P. 815–829. <https://doi.org/10.5194/hess-14-815-2010>
 115. *Huss M., Farinotti D.* Distributed ice thickness and volume of all glaciers around the globe // *Journal of*

- Geophysical Research: Earth Surface. 2012. Vol. 117. №. F4. <https://doi.org/10.1029/2012JF002523>
116. *Huss M., Hock R.* A new model for global glacier change and sea-level rise // *Frontiers in Earth Science*. 2015. Vol. 3. P. 54. <https://doi.org/10.3389/feart.2015.00054>
 117. *Huss M., Hock R.* Global-scale hydrological response to future glacier mass loss // *Nature Climate Change*. 2018. Vol. 8. P. 135-140. <https://doi.org/10.1038/s41558-017-0049-x>
 118. *Hutter K.* The application of the shallow-ice approximation // *Theoretical Glaciology*. Springer. 1983. Vol. 1. P. 256–332. https://doi.org/10.1007/978-94-015-1167-4_5
 119. *Immerzeel W.W., Wanders N., Lutz A.F., Shea J.M., Bierkens M.F.P.* Reconciling high-altitude precipitation in the upper Indus basin with glacier mass balances and runoff // *Hydrol. Earth Syst. Sci*. 2015. Vol. 19. P. 4673–4687. <https://doi.org/10.5194/hess-19-4673-2015>
 120. *Jacob D., Petersen J., Eggert B., Alias A., Bössing O., Bouwer L.M., Braun A., Colette A., Georgopoulou E., Gobiet A., Menut L., Nikulin G., Haensler A., Kriegsmann A., Martin E., van Meijgaard E., Moseley C., Pfeifer S., Preuschmann S., Radermacher C., Radtke K., Rechid D., Roundsevell M., Samuelsson P., Somot S., Soussana J.-F., Teichmann C., Valentini R., Vautard R., Weber B., Yiou P.* EUROCORDEX: new high-resolution climate change projections for European impact research // *Reg. Environ. Change*. 2014. Vol. 14. P. 563–578. <https://doi.org/10.1007/s10113-013-0499-2>
 121. *Jansson P., Hock R., Schneider T.* The concept of glacier storage: a review // *Journal of Hydrology*. 2003. Vol. 282. P. 116–129. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(03\)00258-0](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(03)00258-0)
 122. *Jarvis J., Reuter H., Nelson A., Guevara E.* Hole-filled SRTM for the globe, CGIAR-CSI SRTM 90 m Database, Version 4, <http://srtm.csi.cgiar.org/>, CGIAR Consort. for Spatial Inf., Montpellier, France. 2008.
 123. *Jennings K.S., Winchell T.S., Livneh B., Molotch N.P.* Spatial variation of the rain-snow temperature threshold across the Northern Hemisphere // *Nature Communications*. 2018. Vol. 9. P. 1148. <https://doi.org/10.1038/s41467-018-03629-7>
 124. *Jóhannesson T., Raymond C., Waddington E.D.* Time-scale for adjustment of glaciers to changes in mass balance // *Journal of Glaciology*. 1989. Vol. 35. №. 121. P. 355-369. DOI:10.3189/s002214300000928x
 125. *Khromova T., Nosenko G., Glazovsky A., Nikitin S., Muraviev A.* New glacier inventory of the Russian glaciers based on Sentinel images (2017/2018). 2020. In EGU General Assembly Conference Abstracts, 21056
 126. *Kienholz C., Rich J.L., Arendt A.A., Hock R.* A new method for deriving glacier centerlines applied to glaciers in Alaska and northwest Canada // *The Cryosphere*. 2014. Vol. 8. P. 503–519. <https://doi.org/10.5194/tc-8-503-2014>
 127. *Kirkbride M.P.* Ice-marginal geomorphology and Holocene expansion of debris-covered Tasman glacier. New Zealand // *IAHSAISH*. 2000. Vol. 264. P. 211–217
 128. *Kislov A.V., Morozova P.A.* The Grosser Aletschgletscher dynamics: from a «Minimal model» to a stochastic equation. *Geography // Environment. Sustainability*. 2016. Vol. 9. № 1. P. 21–27. https://doi.10.15356/2071-9388_01v09_2016_02

129. *Konrad S.K., Humphrey N.F.* Steady-state flow model of debris-covered glaciers (rock glaciers) // *Iahs Publication*. 2000. P. 255–266
130. *Kraaijenbrink P.D.A., Bierkens M.F.P., Lutz A.F., Immerzeel W.W.* Impact of a global temperature Rise of 1.5 degrees celsius on Asia's Glaciers // *Nature*. 2017. Vol. 549. P. 257–260. <https://doi.org/10.1038/nature23878>
131. *Kutuzov S.S., Lavrentiev I.I., Vasilenko E.V., Macheret Y.Y., Petrakov D.A., Popov G.V.* Estimation of the greater Caucasus glaciers volume, using radio-echo sounding data and modelling // *Earth's Cryosphere*. 2015. Vol. 19. № 1. P. 78-88. <https://doi.org/10.3389/feart.2019.00153>
132. *Kutuzov S, Lavrentiev I, Smirnov A, Nosenko G, Petrakov D.* Volume changes of Elbrus glaciers from 1997 to 2017 // *Frontiers in Earth Science*. 2019. Vol. 7. <https://doi.org/10.3389/feart.2019.00153>
133. *Lambrecht A., Mayer C., Hagg W., Popovnin V., Rezepkin A., Lomidze N., Svanadze D.* A comparison of glacier melt on debris-covered glaciers in the northern and southern Caucasus // *The Cryosphere*. 2011. Vol. 5. P. 525–538. <https://doi.org/10.5194/tc-5-525-2011>
134. *Leclercq P.W., Oerlemans J., Basagic H.J., Bushueva I., Cook A.J., Le Bris R.* A data set of worldwide glacier length fluctuations // *The Cryosphere*. 2014. Vol. 8. № 2. P. 659–672. <https://doi.org/10.5194/tc-8-659-2014>
135. *Liu H, Jezek K, Li B., Zhao Z.* Radarsat Antarctic Mapping Project Digital Elevation Model, Version 2. NASA National Snow and Ice Data Center Distributed Active Archive Center. 2015.
136. *Looyenga H.* Dielectric constants of heterogeneous mixture // *Physics*. 1965. Vol. 31. № 3. P. 401–406.
137. *Marzeion B., Jarosch A., Hofer M.* Past and future sea-level change from the surface mass balance of glaciers // *The Cryosphere*. 2012. Vol. 6. № 6. P. 1295–1322. <https://doi.org/10.5194/tc-6-1295-2012>
138. *Marzeion B., Kaser G., Maussion F., Champollion N.* Limited influence of climate change mitigation on short-term glacier mass loss // *Nature Climate Change*. 2018. Vol. 8. P. 305–308. <https://doi.org/10.1038/s41558-018-0093-1>
139. *Marzeion B., Hock R., Anderson B., Bliss A., Champollion N., Fujita K., Huss M., Immerzeel W.W., Kraaijenbrink P., Mallets J.-H., Maussion F, Radić V., Rounce D. R., Sakai A., Shannon S., van de Wal R., Zekollari H.* Partitioning the Uncertainty of Ensemble Projections of Global Glacier Mass Change // *Earth's Future*. 2020. Vol. 8. № 7. P. e2019EF001470. <https://doi.org/10.1029/2019EF001470>
140. *Maussion F., Butenko A., Champollion N., Dusch M., Eis J., Fourteau K., Gregor P., Jarosch A.H., Landmann J., Oesterle F., Recinos B., Rothenpieler T., Vlug A., Wild C.T., Marzeion B.* The Open Global Glacier Model (OGGM) v1.1 // *Geoscientific Model Development*. 2019. Vol. 12. P. 909-931. <https://doi.org/10.5194/gmd-12-909-2019>
141. *Mayer C., Licciulli C.* The concept of steady state, cyclicity and debris unloading of debris-covered glaciers // *Frontiers in Earth Science*. 2021. Vol. 9. <https://doi.org/10.3389/feart.2021.710276>
142. *McKay M.D., Beckman R.J., Conover W.J.* Comparison of Three Methods for Selecting Values of Input Variables in the Analysis of Output from a Computer Code // *Technometrics*. 1979. Vol. 21. P. 239–245. <https://doi.org/10.2307/1268522>

143. *Messerli, B., Zurbuchen, M.* Block-gletscher im Weissmies und Aletsch und ihre photogrammetrische Kartierung, *Die Alpen*. 1968. Vol. 3. P. 139–152.
144. *Mertes J.R., Thompson S.S., Booth A.D., Gulley J.D., Benn D.I.* A conceptual model of supra-glacial lake formation on debris-covered glaciers based on GPR facies analysis // *Earth Surface Processes and Landforms*. 2017. Vol. 42. № 6. P. 903–914. <https://doi.org/10.1002/esp.4068>
145. *Millan R., Mouginot J., Rabatel A., Morlighem M.* Ice velocity and thickness of the world's glaciers // *Nature Geoscience*. 2022. Vol. 15. № 2. P. 124–129. <https://doi.org/10.1038/s41561-021-00885-z>
146. *Morin P., Porter C., Cloutier M., Howat I., Noh M.J., Willis M., Bates B., Williamson C., Peterman K.* ArcticDEM; a publically available, high resolution elevation model of the Arctic. In EGU general assembly conference abstracts. 2016. P. EPSC2016-8396.
147. *Murphy J.* An Evaluation of Statistical and Dynamical Techniques for Downscaling Local Climate // *Journal of Climate*. 1999. Vol. 12. № 8. P. 2256–2284. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1999\)012<2256:AEOSAD>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1999)012<2256:AEOSAD>2.0.CO;2)
148. *Navarro F., Eisen O.* Ground-penetrating radar in glaciological applications // *Remote sensing of glaciers: Techniques for topographic, spatial and thematic mapping of glaciers*. London: Taylor & Francis. 2009. P. 195-229. DOI: 10.1201/b10155-12
149. *Nemec J., Huybrechts P., Rybak O., Oerlemans J.* Reconstruction of the annual balance of Vadret da Morteratsch, Switzerland, since 1865 // *Annals of Glaciology*. 2009. Vol. 50. № 50. P. 126-134. <https://doi.org/10.3189/172756409787769609>
150. *Nicholson L., Mertes J.* Thickness estimation of supraglacial debris above ice cliff exposures using a high-resolution digital surface model derived from terrestrial photography // *Journal of Glaciology*. 2017. Vol. 63. № 242. P. 989-998. doi: 10.1017/jog.2017.68
151. *Oerlemans J.* Climate sensitivity of glaciers in southern Norway: application of an energy-balance model to Nigardsbreen, Hellstugubreen and Alftobreen // *Journal of Glaciology*. 1992. Vol. 38. №. 129. P. 223-232. <https://doi.org/10.3189/S0022143000003634>
152. *Oerlemans J., Anderson B., Hubbard A., Huybrechts Ph., Johannesson T., Knap W.H., Schmeits M., Stroeven A.P., van de Wal R.S.W., Wallinga J., Zuo Z.* Modelling the response of glaciers to climate warming // *Climate Dynamics*. 1998. Vol. 14. №. 4. P. 267-274. <https://doi.org/10.1007/s003820050222>
153. *Oerlemans J.* *Glaciers and climate change* // CRC Press. 2001.
154. *Oerlemans J., Nick F.M.* A minimal model of a tidewater glacier // *Annals of Glaciology*. 2005. Vol. 42. P. 1-6. <https://doi.org/10.3189/172756405781813023>
155. *O'Farrell C.R.O., Heimsath A.M., Lawson D.E., Jorgensen L.M., Evenson E.B., Larson, G., Denner, J.* Quantifying periglacial erosion: insights on a glacial sediment budget, Matanuska Glacier, Alaska // *Earth Surf. Proc. Land*. 2009. Vol. 34. № 15. P. 2008-2022. <https://doi.org/10.1002/esp.1885>
156. *O'Neill B.C., Kriegler E., Riahi K., Ebi K.L., Hallegatte S., Carter T.R., Mathur R., Detlef P., van Vuuren D.P.* A new scenario framework for climate change research: the concept of shared socioeconomic pathways // *Climatic Change*. 2014. Vol. 122. № 3. P. 387–400. <https://doi.org/10.1007/s10584-013-0905-2>

157. *Ohmura A.* Physical basis for the temperature-based melt-index method // *Journal of Applied Meteorology and Climatology*. 2001. Vol. 40. № 4. P. 753–761. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(2001\)040<0753:PBFTTB>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(2001)040<0753:PBFTTB>2.0.CO;2)
158. *Östrem G.* Ice melting under a thin layer of moraine, and the existence of ice cores in moraine ridges. *Geografiska Annaler*. 1959. Vol. 41. № 4. P. 228-230. <https://doi.org/10.1080/20014422.1959.11907953>
159. *Owen L.A., Derbyshire E.* The Karakoram glacial depositional system // *Zeitschrift für Geomorphologie*. 1989. Vol. 76. P. 33–73.
160. *Owen L.A., Derbyshire E., Scott C.H.* Contemporary sediment production and transfer in high-altitude glaciers // *Sedimentary Geology*. 2003. Vol. 155. № 1-2. P.13-36.
161. *Parkes D., Goosse H.* Modelling regional glacier length changes over the last millennium using the Open Global Glacier Model // *The Cryosphere*. 2020. Vol. 14. P. 3135–3153. <https://doi.org/10.5194/tc-14-3135-2020>
162. *Pattyn F.* The paradigm shift in Antarctic ice sheet modelling // *Nature Communications*. 2018. Vol. 9. P. 2728. <https://doi.org/10.1038/s41467-018-05003-z>
163. *Pellicciotti F., Brock B., Strasser U., Burlando P., Funk M., Corripio J.* An enhanced temperature-index glacier melt model including the shortwave radiation balance: development and testing for Haut Glacier d’Arolla, Switzerland // *Journal of Glaciology*. 2005. Vol. 51. № 175. P. 573-587. <https://doi.org/10.3189/172756505781829124>
164. *Pellicciotti F., Stephan C., Miles E., Immerzeel W.W., Bolch T.* Mass balance changes of the debris-covered glaciers in the Langtang Himal in Nepal between 1974 and 1999 // *Journal of Glaciology*. 2015. Vol. 61. P. 373–386. <https://doi.org/10.3189/2015JoG13J237>
165. *Petrakov D.A., Krylenko I.V., Chernomorets S.S., Krylenko I.N., Tutubalina O.V., Shakhmina M.S.* Debris flow hazard of glacial lakes in the Central Caucasus // *4th International Conference on Debris-Flow Hazards Mitigation (Chengdu: Millpress, Rotterdam)*. 2007. P. 703–714.
166. *Petrakov D., Chernomorets S., Evans S., Tutubalina O.* Catastrophic glacial multi-phase mass movements: a special type of glacial hazard // *Advances in Geosciences*. 2008. Vol. 14. P. 211–218. <https://doi.org/10.5194/adgeo-14-211-2008>
167. *Pfeffer W.T., Arendt A.A., Bliss A., Bolch T., Cogley J.G., Gardner A.S., Hagen J.-O., Hock R., Kaser G., Kienholz C., Miles E.S., Moholdt G., Mölg N., Paul F., Radić V., Rastner P., Raup B.H., Rich J., Sharp M.J.* The Randolph Glacier Inventory: a globally complete inventory of glaciers // *Journal of Glaciology*. 2014. Vol. 60, P. 537–552. <https://doi.org/10.3189/2014JoG13J176>
168. *Postnikova T., Rybak O., Gubanov A., Zekollari H., Huss M., Shahgedanova M.* Debris cover effect on the evolution of Northern Caucasus glaciation in the 21st century // *Frontiers in Earth Sciences*. 2023 (in press).
169. *Radić V., Hock R.* Regionally differentiated contribution of mountain glaciers and ice caps to future sea-level rise // *Nature Geoscience*. 2011. Vol. 4. №. 2. P. 91-94. <https://doi.org/10.1038/ngeo1052>
170. *Radić V., Bliss A., Beedlow A.C., Hock R., Miles E., Cogley J.G.* Regional and global projections of

- twenty-first century glacier mass changes in response to climate scenarios from global climate models // *Climate Dynamics*. 2014. Vol. 42. № 1-2. P. 37-58. <https://doi.org/10.1007/s00382-013-1719-7>
171. *Ramsankaran R., Pandit A., Azam M.* Spatially distributed ice-thickness modelling for Chhota Shigri Glacier in western Himalayas, India // *International Journal of Remote Sensing*. 2018. Vol. 39. P. 3320–3343. <https://doi.org/10.1080/01431161.2018.1441563>
 172. *Raper S.C.B., Braithwaite R.J.* Glacier volume response time and its links to climate and topography based on a conceptual model of glacier hypsometry // *The Cryosphere*. 2009. Vol. 3. №. 2. P. 183. <https://doi.org/10.5194/tc-3-183-2009>
 173. *Recinos B., Maussion F., Rothenpieler T., Marzeion B.* Impact of frontal ablation on the ice thickness estimation of marine-terminating glaciers in Alaska // *The Cryosphere*. 2019. Vol. 13. P. 2657-2672. <https://doi.org/10.5194/tc-13-2657-2019>
 174. *Renard B., Kavetski D., Kuczera G., Thyer M., Franks S.W.* Understanding predictive uncertainty in hydrologic modeling: the challenge of identifying input and structural errors // *Water Resources Research*. 2010. Vol. 46. № 5. P. 1–22. <https://doi.org/10.1029/2009WR008328>
 175. *Rets E.P., Durmanov I.N., Kireeva M.B., Smirnov A.M., Popovnin V.V.* Past ‘peak water’ in the North Caucasus: deglaciation drives a reduction in glacial runoff impacting summer river runoff and peak discharges // *Climatic Change*. 2020. Vol. 163. P. 2135–2151. <https://doi.org/10.1007/s10584-020-02931-y>
 176. *Réveillet M., Six D., Vincent C., Rabatel A., Dumont M., Lafaysse M., Morin S., Vionnet V., Litt M.* Relative performance of empirical and physical models in assessing the seasonal and annual glacier surface mass balance of SaintSorlin Glacier (French Alps) // *The Cryosphere*. 2018. Vol. 12. P. 1367–1386. <https://doi.org/10.5194/tc-12-1367-2018>
 177. *Reznichenko N., Davies T., Shulmeister J., McSaveney M.* Effects of debris on ice-surface melting rates: an experimental study // *Journal of Glaciology*. 2010. V. 56(197). P. 384–394. [doi:10.3189/002214310792447725](https://doi.org/10.3189/002214310792447725)
 178. *RGI Consortium.* Randolph Glacier Inventory (RGI) – A dataset of global glacier outlines: Version 6.0. Technical Report. Global Land Ice Measurements from Space, Boulder, Colorado, USA. 2017. <https://doi.org/10.7265/N5-RGI-60>
 179. *Rounce D.R., Hock R., Shean D.* Glacier mass change in high mountain Asia through 2100 using the open-source Python Glacier Evolution Model (PyGEM) // *Frontiers in Earth Science*. 2020a. Vol. 7. P. 331. <https://doi.org/10.3389/feart.2019.00331>
 180. *Rounce D.R., Khurana T., Short M.B., Hock R., Shean D.E., Brinkerhoff D.J.* Quantifying parameter uncertainty in a large-scale glacier evolution model using Bayesian inference: application to High Mountain Asia // *Journal of Glaciology*. 2020b. Vol. 66. № 256. P. 175–187. [doi:10.1017/jog.2019.91](https://doi.org/10.1017/jog.2019.91)
 181. *Rounce D.R., Hock R., McNabb R.W., Millan R., Sommer C., Braun M.H., et al.* Distributed global debris thickness estimates reveal debris significantly impacts glacier mass balance // *Geophysical Research Letters*. 2021. Vol. 48. № 8. P. e2020GL091311. <https://doi.org/10.1029/2020GL091311>
 182. *Rounce D.R., Hock R., Maussion F., Hugonnet R., Kochtitzky W., Huss M., Berthier E., Brinkerhoff D.J.,*

- Compagno L., Copland L., Farinotti D., Menounos B., McNabb R.* Global glacier change in the 21st century: Every increase in temperature matters // *Science*. 2023. Vol. 379. № 6627. P. 78–83. <https://doi.org/10.1126/science.abo1324>
183. *Rounce D., Hock R., Maussion F.* Global PyGEM-OGGM Glacier Projections with RCP and SSP Scenarios, Version 1 (Data Set). Boulder, Colorado USA. NASA National Snow and Ice Data Center Distributed Active Archive Center. 2022. Date accessed 01-12-2023. <https://doi.org/10.5067/P8BN9VO9N5C7>
184. *Rowan A.V., Egholm D.L., Lincey D.J., Glasser N.F.* Modelling the feedbacks between mass balance, ice flow and debris transport to predict the response to climate change of debris-covered glaciers in the Himalaya // *Earth and Planetary Science Letters*. 2015. Vol. 430. P. 427–438. ISSN 0012-821X. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.09.004>
185. *Sakai A., Takeuchi N., Fujita K., Nakawo M.* Role of supraglacial ponds in the ablation process of a debris-covered glacier in the Nepal Himalayas // *IAHS PUBLICATION*. 2000. P. 119–132.
186. *Sakai A., Fujita K.* Contrasting glacier responses to recent climate change in High-Mountain Asia // *Scientific Reports*. 2017. Vol. 7. P. 13717. <https://doi.org/10.1038/s41598-017-14256-5>
187. *Scherler D., Bookhagen B., Strecker M.R.* Spatially variable response of himalayan glaciers to climate change affected by debris cover // *Nature Geoscience*. 2011. Vol. 4. № 3. P. 156–159. <https://doi.org/10.1038/ngeo1068>
188. *Scherler D., Bookhagen B., Strecker M. R.* Hillslope-glacier coupling: the interplay of topography and glacial dynamics in High Asia // *Journal of Geophysical Research*. 2011. Vol. 116. P. F02019. <https://doi.org/10.1029/2010JF001751>
189. *Scherler D., Wulf H., Gorelick N.* Global assessment of supraglacial debris-cover extents // *Geophysical Research Letters*. 2018. V. 45(21). P. 11–798
190. *Schreider S.Y., Whetton P.H., Jakeman A.J., Pittock A.B.* Runoff modelling for snow-affected catchments in the Australian alpine region, eastern Victoria // *Journal of Hydrology*. 1997. Vol. 200. № 1-4. P. 1-23. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(97\)00006-1](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(97)00006-1)
191. *Shahgedanova M., Nosenko G., Kutuzov S., Rototaeva O., Khromova T.* Deglaciation of the Caucasus Mountains, Russia/Georgia, in the 21st century observed with ASTER satellite imagery and aerial photography // *The Cryosphere*. 2014. Vol. 8. P. 2367–2379. <https://doi.org/10.5194/tc-8-2367-2014>
192. *Shahgedanova M., Afzal M., Hagg W., Kapitsa V., Kasatkin N., Mayr E., Rybak O., Saidaliyeva Z., Severskiy I., Usmanova Z., Wade A., Yaitskaya N., Zhumabayev D.* Emptying Water Towers? Impacts of Future Climate and Glacier Change on River Discharge in the Northern Tien Shan, Central Asia // *Water*. 2020. Vol. 12. P. 627. <https://doi.org/10.3390/w12030627>
193. *Shannon S., Smith R., Wiltshire A., Payne T., Huss M., Betts R., Caesar J., Koutroulis A., Jones D., Harrison S.* Global glacier volume projections under high-end climate change scenarios // *The Cryosphere*. 2019. Vol. 13. P. 325–350. <https://doi.org/10.5194/tc-2018-35>
194. *Shean D.E., Bhushan S., Montesano P., Rounce D.R., Arendt A., Osmanoglu B.* A systematic, regional assessment of High Mountain Asia glacier mass balance // *Frontiers in Earth Science*. 2020. Vol. 7. P.

363. <https://doi.org/10.3389/feart.2019.00363>
195. *Shugar D.H., Burr A., Haritashya U.K., Kargel J.S., Watson C.S., Kennedy M.C., et al.* Rapid worldwide growth of glacial lakes since 1990 // *Nature Climate Change*. 2020. Vol. 10. P. 939. <https://doi.org/10.1038/s41558-020-0855-4>
196. *Skolnik M.I.* 1970. Radar Handbook
197. *Slangen A.B.A., Katsman C.A., van de Wal R.S.W., Vermeersen L.L.A., Riva R.E.M.* Towards regional projections of twenty-first century sea-level change based on IPCC SRES scenarios // *Climate Dynamics*. 2012. Vol. 38. № 5–6. P. 1191–1209. <https://doi.org/10.1007/s00382-011-1057-6>
198. *Solomina O., Bushueva I., Dolgova E., Jomelli V., Alexandrin M., Mikhaleiko V., Matskovsky V.* Glacier variations in the Northern Caucasus compared to climatic reconstructions over the past millennium // *Global and Planetary Change*. 2016. Vol. 140. P. 28-58. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2016.02.008>
199. *Steiner D., Walter A., Zumbühl H.J.* The application of a non-linear back-propagation neural network to study the mass balance of Grosse Aletschgletscher, Switzerland // *Journal of Glaciology*. 2005. Vol. 51. №. 173. P. 313-323. <https://doi.org/10.3189/172756505781829421>
200. *Stokes C.R., Gurney S.D., Shahgedanova M., Popovnin V.* Late-20th-century changes in glacier extent in the Caucasus Mountains, Russia/Georgia // *Journal of Glaciology*. 2006. Vol. 52. № 176. P. 99-109. doi:10.3189/172756506781828827
201. *Stokes C.R., Popovnin V.V., Aleynikov A., Shahgedanova M.* Recent glacier retreat in the Caucasus Mountains, Russia, and associated changes in supraglacial debris cover and supra/proglacial lake development // *Annals of Glaciology*. 2007. Vol. 46. P. 196–203. doi:10.3189/172756407782871468
202. *Stone E.J., Lunt D.J., Rutt I.C., Hanna E.* Investigating the sensitivity of numerical model simulations of the modern state of the Greenland ice-sheet and its future response to climate change // *The Cryosphere*. 2010. Vol. 4. P. 397–417. <https://doi.org/10.5194/tc-4-397-2010>
203. *Tadono T., Ishida H., Oda F., Naito S., Minakawa K., Iwamoto H.* Precise global DEM generation by ALOS PRISM // *ISPRS Annals of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*. 2014. Vol. 2. № 4. P. 71. <https://doi.org/10.5194/isprsannals-II-4-71-2014>
204. *Taylor K.E., Stouffer R.J., Meehl G.A.* An overview of CMIP5 and the experiment design. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 2012. Vol. 93. P. 485–498. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-11-00094.1>
205. *Tielidze L.G., Wheate R.D., Kutuzov S.S., Doyle K., Lavrentiev I.I.* Supraglacial debris cover assessment in the Caucasus Mountains, 1986-2000-2014 // *Earth Syst. Sci. Data Discuss*. 2017 (preprint), in review. <https://doi.org/10.5194/essd-2017-96>
206. *Tielidze L.G., Wheate R.D.* The Greater Caucasus Glacier Inventory (Russia, Georgia and Azerbaijan) // *The Cryosphere*. 2018. Vol. 12. P. 81–94. <https://doi.org/10.5194/tc-12-81-2018>
207. *Tielidze L.G., Bolch T., Wheate R.D., Kutuzov S.S., Lavrentiev I.I., Zemp M.* Supra-glacial debris cover changes in the Greater Caucasus from 1986 to 2014 // *The Cryosphere*. 2020. Vol. 14. № 2. P. 585-598. <https://doi.org/10.5194/tc-14-585-2020>
208. *Tielidze L.G., Nosenko G.A., Khromova T.E., Paul F.* Strong acceleration of glacier area loss in the

- Greater Caucasus between 2000 and 2020 // *The Cryosphere*. 2022. Vol. 16. № 2. P. 489–504. <https://doi.org/10.5194/tc-16-489-2022>
209. *Van de Wal R.S.W., Wild M.* Modelling the response of glaciers to climate change by applying volume-area scaling in combination with a high resolution GCM // *Climate Dynamics*. 2001. Vol. 18. № 3–4. P. 359–366. doi: 10.1007/s003820100184
 210. *Van der Veen C.J.* Fundamentals of glacier dynamics. CRC press. 2013
 211. *Van Tricht L., Huybrechts P., Van Breedam J., Fürst J., Rybak O., Satylkanov R., Malz P.* Measuring and inferring the ice thickness distribution of four glaciers in the Tien Shan, Kyrgyzstan // *Journal of Glaciology*. 2021. Vol.67. № 262. P. 269–286. doi:10.1017/jog.2020.104
 212. *Van Tricht L., Zekollari H., Huss M., Farinotti D., Huybrechts P.* Global vs local glacier modelling: a comparison in the Tien Shan // *The Cryosphere Discuss.* 2023 (preprint), in review. <https://doi.org/10.5194/tc-2023-87>
 213. *Van Vuuren D.P., Edmonds J., Kainuma M., Riahi K., Thomson A., Hibbard K., Hurtt G.C., Kram T., Krey V., Lamarque J.-F., Masui T., Meinshausen M., Nakicenovic N., Smith S.J., Rose S.K.* The representative concentration pathways: an overview // *Climatic Change*. 2011. Vol. 109. P. 5–31. <https://doi.org/10.1016/j.gloenvcha.2016.05.009>
 214. *IPCC.* Climate change: The physical science basis. contribution of working group I to the fifth assessment report of the intergovernmental panel on climate change. 2013.
 215. *Vaughan D., Stocker T., Qin D., Plattner G., Tignor M., Allen S., Boschung J., Nauels A., Xia Y., Bex V. et al.* Climate change: The physical science basis. Contribution of working group I to the fifth assessment report of the intergovernmental panel on climate change. 2013.
 216. *Verhaegen Y., Huybrechts P., Rybak O., Popovnin V.V.* Modelling the evolution of Djankuat Glacier, North Caucasus, from 1752 until 2100 AD // *The Cryosphere Discuss.* 2020. Vol. 14. № 11. P. 4039–4061. <https://doi.org/10.5194/tc-2019-312>
 217. *Volodicheva N.A.* The Caucasus, in: *The Physical Geography of Northern Eurasia*, edited by: Shahgedanova, M. // Oxford University Press. 2002. P. 284–313.
 218. *WGMS: Fluctuations of Glaciers Database.* World Glacier Monitoring Service, Zurich, Switzerland. 2017. <https://doi.org/10.5904/wgmsfog-2017-10>
 219. *Witrant E, Martinerie P.* A variational approach for optimal diffusivity identification in firns. In 18th Mediterranean Conference on Control and Automation, MED'10 2010 Jun 23. P. 892-897. IEEE. DOI: 10.1109/MED.2010.5547755
 220. *Winter-Billington A., Moore R., Dacic R.* Evaluating the transferability of empirical models of debris-covered glacier melt // *Journal of Glaciology*. 2020. Vol. 66. № 260. P. 978–995. doi:10.1017/jog.2020.57
 221. *Zekollari H., Huybrechts P., Fürst J.J., Rybak O.O., Eisen O.* Calibration of a higher-order 3-D ice flow model of the Morteratsch glacier complex, Engadin, Switzerland // *Annals of Glaciology*. 2013. Vol. 54 P. 343-351. <https://doi.org/10.3189/2013AoG63A434>
 222. *Zekollari H., Huss M., Farinotti D.* Modelling the future evolution of glaciers in the European Alps

- under the EURO-CORDEX RCM ensemble // *The Cryosphere*. 2019. Vol. 13. P. 1125-1146.
<https://doi.org/10.5194/tc-13-1125-2019>
223. *Zekollari H., Huss M., Farinotti D.* On the imbalance and response time of glaciers in the European Alps. *Geophysical Research Letters*. 2020a, 47 (2): e2019GL085578.
<https://doi.org/10.1029/2019GL085578>
224. *Zekollari H., Goelzer H., Pattyn F., Wouters B., Lhermitte S.* Towards a 3-D model for large-scale glacier simulations. EGU General Assembly 2020, Online, 4–8 May 2020b, EGU2020-10947.
<https://doi.org/10.5194/egusphere-egu2020-10947>
225. *Zekollari H., Hock R., Marzeion B., Maussion F., Schuster L.* GlacierMIP3 global glacier mass change equilibration experiments-rationale and experimental design // Copernicus Meetings. 2021. № EGU21-7775. <https://doi.org/10.5194/egusphere-egu21-7775>
226. *Zekollari H., Huss M., Farinotti D., Lhermitte S.* Ice-dynamical glacier evolution modeling—A review. *Reviews of Geophysics*. 2022: 60, e2021RG000754. <https://doi.org/10.1029/2021RG000754>
227. *Zemp M., Haeberli W., Hoelzle M., Paul F.* Alpine glaciers to disappear within decades? // *Geophysical Research Letter*. 2006. Vol. 33. № 13. P. L13504. <https://doi.org/10.1029/2006GL026319>
228. *Zemp M., Frey H., Gärtner-Roer I., Nussbaumer S., Hoelzle M., Paul F., Haeberli W., Denzinger F., Ahlstrøm A.P., Anderson B., Bajracharya S., Baroni C., Braun L.N., Cáceres B.E., Casassa G., Cobos G., Dávila L.R., Delgado Granados H., Demuth M.N., Espizua L., Fischer A., Fujita K., Gadek B., Ghazanfar A., Ove Hagen J., Holmlund P., Karimi N., Li Z., Pelto M., Pitte P., Popovnin V.V., Portocarrero C.A., Prinz R., Sangewar C.V., Severskiy I., Sigurdsson O., Soruco A., Usabaliev R., Vincent, C.* Historically unprecedented global glacier decline in the early 21st century // *Journal of Glaciology*. 2015. Vol. 61. № 228. P. 745–762. doi:10.3189/2015JoG15J017
229. *Zemp M., Huss M., Thilbert E., Eckert N., McNabb R., Huber J., Barandun M., Machguth H., Nussbaumer S.U., Gärtner-Roer I., Thomson L., Paul F., Maussion F., Kutuzov S., Cogley J.G.* Global glacier mass changes and their contributions to sea-level rise from 1961 to 2016 // *Nature*. 2019. Vol. 568. № 7752. P. 382–386. <https://doi.org/10.1038/s41586-019-1071-0>
230. *Zemp M., Nussbaumer S.U., Gärtner-Roer I., Bannwart J., Paul F., Hoelzle M.* Global glacier change bulletin nr. 4 (2018-2019). 2021.WGMS, 4.
231. *Zhdanov M.S.* Geophysical inverse theory and regularization problems // Elsevier, Amsterdam. 2002
232. Электронный ресурс: <https://docs.oggm.org/en/stable/whats-new.html> (дата обращения: 05.09.2023).
233. Электронный ресурс: <https://asterweb.jpl.nasa.gov/gdem.asp> (дата обращения: 05.09.2023).
234. Электронный ресурс: <https://www.climate-cryosphere.org/mips/glaciernip> (дата обращения: 05.09.2023).
235. Электронный ресурс: <https://oggm.org/2021/02/18/oggm-v140/> (дата обращения: 05.09.2023).
236. Электронный ресурс: <https://sites.google.com/view/glaciersrussia/ледниковые-районы/кавказ> (дата обращения: 05.09.2023).
237. Электронный ресурс: https://oggm.org/framework_talk/#/3/4 (дата обращения: 05.09.2023).

238. Электронный ресурс: <https://www.nat.fau.eu/2020/09/07/erc-starting-grant-for-glacier-research/> (дата обращения: 05.09.2023).
239. Электронный ресурс: <https://oggm.org/2021/02/18/oggm-v140/> (дата обращения: 05.09.2023).