

На правах рукописи

КОКИН ОСИП ВИКТОРОВИЧ

**РЕЛЬЕФ И ОТЛОЖЕНИЯ
КРАЕВЫХ ЗОН ЛЕДНИКОВ ЗАПАДНОГО ШПИЦБЕРГЕНА
(на примере ледников Грёнфьорд и Альдегонда)**

25.00.25 – геоморфология и эволюционная география

Автореферат
диссертации на соискание ученой степени
кандидата географических наук

Москва - 2010

Работа выполнена на кафедре геоморфологии и палеогеографии географического факультета Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова и в лаборатории геологии и геодинамики Мурманского морского биологического института Кольского научного центра РАН (ММБИ КНЦ РАН).

Научный руководитель:

кандидат географических наук,
старший научный сотрудник
МЫСЛИВЕЦ Владимир Иванович

Официальные оппоненты:

доктор географических наук,
профессор

РОГОВ Виктор Васильевич

кандидат географических наук,
старший научный сотрудник

ГЛАЗОВСКИЙ Андрей Федорович

Ведущая организация:

Геологический институт КНЦ РАН

Защита состоится 16 декабря 2010 года в 15 часов на заседании диссертационного совета Д-501.001.61 в Московском государственном университете имени М.В. Ломоносова по адресу: 119991, Москва, ГСП-1, Ленинские горы, д.1, МГУ имени М.В. Ломоносова, географический факультет, 21 этаж, аудитория 2109.

С диссертацией можно ознакомиться в библиотеке географического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова на 21 этаже.

Автореферат разослан 15 ноября 2010 года.

Отзыв на автореферат (в двух экземплярах, заверенные печатью) просим направлять по адресу: 119991, Москва, ГСП-1, Ленинские горы, д.1, МГУ, географический факультет, ученому секретарю диссертационного совета Д-501.001.61, факс (495) 932-88-36. E-mail: science@geogr.msu.ru

Ученый секретарь
диссертационного совета
кандидат географических наук



А.Л. Шныпарков

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАБОТЫ

Актуальность темы. Ледники являются мощным рельефообразующим агентом, производящим разрушение, транспортировку и отложение значительных объемов горных пород, а также оказывающим значительное воздействие на субстрат. Движущиеся массы льда способны деформировать неконсолидированные породы ложа с образованием гляциодислокаций. Несмотря на продолжительную историю изучения ледниковых форм рельефа и отложений, остаются открытыми вопросы, касающиеся механизма их формирования под ледниками и перед ними. В рамках этой проблемы в последние годы все больше внимания уделяется вопросам рельефообразования пульсирующих ледников, а также поиску геоморфологических критериев палеопульсаций (Knudsen, 1995; Evans, Rea, 1999, 2003).

В результате глобальных климатических изменений в настоящее время наблюдается деградация ледников, сопровождающаяся активным преобразованием рельефа и выноса больших объемов обломочного материала тальными водами с суши в морские бассейны. Изучение этих процессов важно при прогнозе рельефообразования и осадконакопления в условиях направленных изменений климата. Изучение рельефа и отложений краевых зон ледников помогает уточнить историю развития оледенений, а также дает информацию о климатических колебаниях и изменениях уровня моря.

Цель работы – реконструкция механизма формирования, истории развития и современной динамики рельефа и отложений краевых зон ледников Грэнфьорд и Альдегонда (Западный Шпицберген). Для достижения поставленной цели потребовалось решить следующие **задачи**: 1) выявить особенности формирования рельефа и отложений краевых зон горно-долинных ледников Западного Шпицбергена, а также охарактеризовать его современный рельеф и оледенение; 2) провести геоморфологическую съемку прогляциальных зон ключевых ледников и установить особенности рельефа бассейна залива Грэнфьорд, связанные с историей развития оледенения; 3) реконструировать последний цикл наступания-отступления ледников по геолого-геоморфологическим следам их деятельности и

сопоставить результаты реконструкции с имеющимися представлениями об истории развития оледенения Западного Шпицбергена в голоцене; 4) оценить скорость современных процессов краевых зон ледников Западного Шпицбергена.

Объекты и состав исследований. В основу работы легли результаты полевых геоморфологических исследований ледниковых краевых зон, проведенных автором в ходе весенне-летних работ Шпицбергенской береговой экспедиции ММБИ КНЦ РАН в период с 2005 г. по 2009 г. (район пос. Баренцбург, залив Грэн-фьорд), а также в ходе зимне-летних работ во время стажировки в Университетском центре Шпицбергена (University center in Svalbard, UNIS) в 2008 г. (район пос. Лонгйир и пос. Свеа). Выбранные ледники – типичные небольшие горно-долинные ледники Западного Шпицбергена, самого крупного острова архипелага, легко доступные из пос. Баренцбург. Кроме того, в работе проанализирован значительный объем литературы (как отечественной, так и зарубежной), посвященной геолого-геоморфологической деятельности ледников Шпицбергена, а также ледниковой истории развития архипелага.

Автором составлены геоморфологические схемы, геолого-геоморфологические профили прогляциальных зон ледников Грэнфьорд и Альдегонда, схема геологического строения напорного вала, батиметрические схемы прогляциального озера Ледовое и участка западного побережья залива Грэн-фьорд, дешифрированы аэрофотоснимки, проведено структурно-текстурное описание разрезов рыхлых отложений, проведен гранулометрический анализ отложений напорного вала, отобраны образцы раковин морских моллюсков на радиоуглеродный анализ. Автор принимал участие в установке седиментологических ловушек и в отборе колонок донных осадков с помощью бурения и грунтовыми трубками.

Защищаемые положения:

1. Для образования напорных морен горно-долинных ледников Западного Шпицбергена необходимо два основных условия: существование

толщи неконсолидированных осадков; наличие вогнутого перегиба ложа ледника. Скорость движения льда определяющего значения не имеет.

2. В последнюю фазу наступания ледники Альдегонда и Западный Грэнфьорд относились к категории пульсирующих.

3. В голоценовой истории развития ледников Грэнфьорд и Альдегонда выделяются 4 этапа: наступание (до 10 тыс. л.н.), сокращение или полное исчезновение (10-0,8 тыс. л.н.), наступание (800-100 л.н.) и деградация (с начала XX в.), что в целом соответствует имеющимся палеогеографическим схемам, построенным по данным малакологического и палинологического анализов.

4. Современное перигляциально-морское осадконакопление в заливе Грэн-фьорд имеет очень высокую скорость, которая составляет 10,8 кг/м² в год, что при плотности осадка 1,4 г/см³ соответствует 7,7 мм/год.

Научная новизна работы:

1. Выявлены особенности рельефа бассейна залива Грэнфьорд, связанные с историей развития оледенения в этом районе (строение верховьев долин, морские террасы, устьевые зоны, подводный береговой склон).

2. Установлено геоморфологическое строение прогляциальных зон ледников Грэнфьорд и Альдегонда, а также реконструирован последний цикл наступания-отступления. Установлен пульсирующий характер этих ледников.

3. С помощью около 20 новых радиоуглеродных датировок отложений морских террас, а также дислоцированных ледником морских отложений уточнена история развития оледенения Западного Шпицбергена.

4. Предложены две модели формирования напорных морен горно-долинных ледников Западного Шпицбергена.

5. Предложен новый подход для количественной оценки ледниковой экзарации и аккумуляции в прибрежной зоне, основанный на сравнительном анализе деформаций подводного берегового склона на разных участках берега.

6. Дана количественная оценка скорости перигляциально-морского осадконакопления в заливе Грэн-фьорд.

Практическая значимость. Выявление пульсирующего характера наступания в прошлом у ледников, которые сейчас считаются не пульсирующими, позволяет говорить о том, что в будущем, при наличии благоприятных условий снегонакопления и льдообразования (понижение температуры воздуха в сезон абляции и/или увеличение количества атмосферных осадков в сезон аккумуляции), эти ледники вновь могут стать пульсирующими и представлять опасность для объектов инфраструктуры.

Полученные результаты о рельефе и отложениях краевых зон ледников вошли в курсы лекций и используются в ходе полевых геолого-геоморфологических студенческих практик.

Кроме того, материалы работы представлены в экспозиции дома-музея В.А. Русанова (г. Орёл).

Апробация. Основные положения диссертационной работы докладывались на международной конференции студентов, аспирантов и молодых ученых «Ломоносов – 2006», Москва; конференции молодых ученых ММБИ, Мурманск (2007, 2008, 2009, 2010); международной конференции «Комплексные исследования природы Шпицбергена», Мурманск (2006, 2007, 2008, 2009 гг.); V всероссийского совещания по изучению четвертичного периода, Москва (2007); международной конференции «Природа морской Арктики: современные вызовы и роль науки», Мурманск (2010); международной научной конференции «Морские исследования полярных областей Земли в Международном полярном году 2007/2008», Санкт-Петербург (2010); всероссийской конференции VI Щукинские чтения, Москва (2010); IV конференции Arctic Palaeoclimate and its Extremes (APEX), Исландия (2010); чтениях памяти Н.А. Флоренсова, Иркутск (2010).

Сделаны доклады на семинарах лаборатории геоэкологии Севера, кафедры криолитологии и гляциологии географического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова, в Геологическом институте РАН.

По теме диссертации опубликованы две статьи («Вестнике ЮНЦ РАН», том 6, № 3, 2010 г.; «Естественные и технические науки», №5(49), 2010 г.), а

также 16 – в материалах конференций и тезисах докладов. Одна статья находится в печати («Вестник Московского университета», №1, 2011 г.).

Структура и объем работы. Диссертация состоит из введения, 6 глав, заключения и списка литературы (143 наименования). Работа изложена на 154 страницах, содержит 65 рисунков, 7 таблиц и 3 приложения.

Работа выполнена на кафедре геоморфологии и палеогеографии географического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова и в лаборатории геологии и геодинамики Мурманского морского биологического института Кольского научного центра РАН (ММБИ КНЦ РАН).

Благодарности. Автор выражает глубокую признательность научному руководителю к.г.н. В.И. Мысливцу за всестороннюю помощь и ценные научные консультации; сердечно благодарит д.г.н., проф. Г.А. Тарасова (ММБИ КНЦ РАН) за постоянное участие и консультации на этапе подготовки работы; акад. Г.Г. Матишова (ММБИ КНЦ РАН) за внимание и поддержку; к.г.н. Ф.А. Романенко (МГУ, геогр. ф-т) и к.г.-м.н. Г.М. Седаеву (МГУ, геол. ф-т) за ознакомление с работой и критические замечания; к.г.н. Б.Р. Мавлюдова (ИГ РАН) за сотрудничество и обсуждение результатов работы; д.г.-м.н. Б.Г. Покровского, к.г.-м.н. М.М. Певзнер, к.г.н. Н.Е. Зарецкую (ГИН РАН) за содействие и проведение радиоуглеродного анализа; к.г.н. Е.А. Еременко (МГУ, геогр. ф-т) за предоставленную возможность проведения гранулометрического анализа; А.Э. Басиляна (ГИН РАН) за видовое определение раковин морских моллюсков; д.г.-м.н. А.М. Тебенькова и к.г.-м.н. В.В. Шарина (ПМГРЭ, г. Ломоносов) за постоянную поддержку; К. Manum (UNIS) за оказанную помощь при организации стажировки; а также многих других сотрудников научно-исследовательской базы КНЦ РАН «Баренцбург», ЗГМО (п. Баренцбург), ММБИ КНЦ РАН, ПМГРЭ, ААНИИ (СПб) и геогр. ф-та МГУ за оказанную помощь при проведении полевых работ, за помощь и поддержку на разных этапах работы над диссертацией.

СОДЕРЖАНИЕ РАБОТЫ

Введение

Во введении обоснована актуальность темы, сформулированы цели и задачи, отражены научная новизна и практическая значимость работы.

Глава 1. Особенности современного рельефа и оледенения Западного Шпицбергена

Геологическое строение острова представлено осадочными, метаморфическими и магматическими породами различного возраста – от протерозойских до четвертичных (Красильщиков и др., 1998). Четвертичные отложения (морские, ледниковые, аллювиальные, склоновые, элювиальные) имеют среднечетвертичный–голоценовый возраст. Они развиты повсеместно, но особенно велика их мощность (первые десятки метров) в морских террасах и днищах речных долин (Лаврушин, 1969; Красильщиков и др., 1998).

Архипелаг представляет собой свод окраинно-шельфового поднятия северо-западной части Баренцево-Карской платформы и имеет блоково-разломное строение (Павлидис и др., 1998; Шпилов, 2006). Основные структуры имеют субмеридиональную ориентировку и осложнены дизъюнктивными нарушениями субширотного и диагонального направлений. Близость к спрединговому хребту Книповича обуславливает сейсмическую активность – магнитуда землетрясений может достигать 6-7 по шкале Рихтера.

1.1. Современный рельеф. Средние абсолютные высоты острова – 700-1200 м, максимальная отметка – 1717 м (г. Ньютон). К западной части острова, сложенной протерозойско-палеозойскими породами, приурочен сильно расчлененный альпинотипный рельеф (породы протерозоя и палеозоя), к востоку, где залегают породы мезозоя и кайнозоя, рельеф приобретает платообразный характер. Главными факторами, определившими современный характер поверхности Зап. Шпицбергена, были послеледниковое неравномерное (блоковое) поднятие и оледенения (Семевский, Шкатов, 1965). Поднятие определило ориентировку орографических элементов денудационно-тектонического рельефа в трех направлениях, унаследованных от блоково-разломного строения территории, а также наличие лестницы морских террас

вдоль побережья. Террасы, содержащие фауну морских моллюсков, достигают абсолютной высоты 120-130 м над у.м. (Оледенение ..., 1975). Следы оледенений являются фьорды, трюги, кары, цирки и моренный рельеф. Флювиальный рельеф в крупных долинах представлен поймой, террасами, конусами выноса и дельтами. Криогенный рельеф (формы морозной сортировки, пинго) осложняет поверхности склонов, морских террас, днища долин.

1.2. Современное оледенение. Теплое течение к западу от острова делает его климат мягче других территорий Арктики на той же широте. Средняя многолетняя температура воздуха $-5...-6^{\circ}\text{C}$. Многолетнее среднегодовое количество осадков уменьшается от 400-500 мм до 180-300 мм при продвижении к центру острова. Преобладают юго-западные и юго-восточные воздушные массы, несущие влагу на архипелаг (Оледенение ..., 1975).

Более 50 % Зап. Шпицбергена покрыто ледниками горного и полупокровного типа. В центре острова больше свободных ото льда районов. Такая связь с климатическими условиями говорит о том, что нынешнее оледенение не является реликтом плейстоценового (Корякин, 1988). Средняя мощность ледников составляет 50-300 м (горно-долинные), максимальная – 400-580 м (полупокровные) (Режим ..., 1992). Высота границы питания ледников повышается от 200 м по периферии до 500-800 м в центральных частях острова. С 1870 по 1900 гг. преобладало наступление ледников, а с 1900 г. по настоящее время большая часть ледников отступает (Оледенение ..., 1975). На общем фоне сокращения оледенения на архипелаге широко распространены пульсирующие ледники. Пульсации – это периодически внезапные, быстрые и резкие изменения скоростей движений и подвижек фронта ледников, обусловленные в первую очередь не климатическими факторами, а внутрiledниковыми процессами (Harrison, 1962).

Мощность многолетней мерзлоты варьируется от 100 м в прибрежных районах и широких долинах до 400-500 м в горах (Liestol, 1976; Hjelle, 1993). Средняя мощность деятельного слоя составляет 0,4-1 м (Isaksen, Sollid, 2002), иногда достигая 2 и даже 5-6 м (Шахты на Шпицбергене, 1964).

Глава 2. Методы исследования

В работе использованы методы геоморфологического анализа (геоморфологическая съемка и профилирование, батиметрическая съемка, дешифрирование аэрофотоснимков), методы анализа рыхлых отложений (структурно-текстурное описание разрезов, отбор колонок донных осадков с помощью бурения и грунтовыми трубками, метод седиментологических ловушек, гранулометрический анализ); метод абсолютного датирования (радиоуглеродный анализ).

Глава 3. Особенности рельефа бассейна залива Грён-фьорд

Залив Грён-фьорд является левым ответвлением (впадая с юго-юго-востока) в устьевой части самого крупного залива Зап. Шпицбергена Ис-фьорда, который далеко вдаётся вглубь острова, разветвляясь в верховьях.

К побережью Грён-фьорда выходят восемь долин: четыре параллельные горные долины длиной 3-4 км на западе, одна долина длиной 17-18 км на востоке и три долины длиной 8-9 км на юге (кутовая часть залива). Только три из них более чем на половину заняты горно-долинными ледниками: Альдегонда на западе, Западный и Восточный Грёнфьорд на юге. В других долинах ледниковые тела сохранились лишь в цирках в виде каровых и склоновых ледников (западные долины), либо располагаются только в самом верховье долины (восточная и южная долины).

3.1. Геологическое строение. Залив находится в граничной зоне разломов между грабенообразным прогибом на востоке, выполненным терригенными породы палеогена, и восточным крылом антиклинория на западе, сложенном пластами карбонатных и терригенных пород карбона-мела, падающими на восток-северо-восток.

3.2. Особенности рельефа. В данном разделе рассмотрены особенности рельефа, прямо или косвенно связанные с развитием оледенения в бассейне залива. Описаны морские террасы и приведены датировки слагающих их отложений (табл. 1). Охарактеризованы верховья долин западного побережья залива, различные строение и высота перевалов которых сказались на условиях снегонакопления и льдообразования в этих долинах. В устьевых зонах долин

выделены возрастные генерации дельт, указывающих на время начала действия флювиогляциальных и флювиальных процессов. На подводном береговом склоне западного побережья залива обнаружен подводный краевой вал ледника Альдегонда.

Таблица 1.

Радиоуглеродные датировки, полученные в настоящей работе

| Радио-углеродный возраст, л.н. | Лабораторный номер | Материал | Абс. высота, м | Место находки |
|--------------------------------|--------------------|----------------------------|----------------|--|
| 510 ± 30 | ГИН-14076 | древесина | 25 | Ван-Мейен-фьорд, поверхность Дамес-морены, 900 м от берега |
| 1520 ± 60 | ГИН-14071 | раковины морских моллюсков | 24 | Ван-Мейен-фьорд, поверхность Дамес-морены, 860 м от берега |
| 2020 ± 120 | ГИН-13633 | ->-> | 10-12 | Грэн-фьорд, напорный вал ледника Грэнфьорд, пачка В |
| 2080 ± 80 | ГИН-13634 | ->-> | ->-> | ->-> |
| 6670 ± 90 | ГИН-14073 | ->-> | 22 | Ван-Мейен-фьорд, холм на пов-ти Дамес-морены, 500 м от берега |
| 7250 ± 70 | ГИН-14074 | ->-> | ->-> | ->-> |
| 7520 ± 170 | ГИН-13833 | ->-> | 8-9 | Грэн-фьорд, камовая терраса (проксимальный склон напорного вала) |
| 7710 ± 100 | ГИН-14069 | ->-> | 0-0,5 | Грэн-фьорд, морская терраса зап. берега, устье долины Брюде |
| 8020 ± 70 | ГИН-14070 | ->-> | 50 | Ван-Мейен-фьорд, поверхность Дамес-морены, 330 м от берега |
| 8270 ± 100 | ГИН-14075 | ->-> | 22 | Ван-Мейен-фьорд, холм на пов-ти Дамес-морены, 500 м от берега |
| 8480 ± 80 | ГИН-14067 | ->-> | 10 | Грэн-фьорд, морская терраса зап. берега, устье долины Брюде |
| 8700 ± 140 | ГИН-14063 | ->-> | 4,5-5 | Грэн-фьорд, морская терраса зап. берега, устье долины Стемме |
| 8870 ± 50 | ГИН-14072 | ->-> | 22 | Ван-Мейен-фьорд, холм на пов-ти Дамес-морены, 500 м от берега |
| 9300 ± 90 | ГИН-14066 | ->-> | 12 | Грэн-фьорд, морская терраса зап. берега, устье долины Конгресс |
| 9340 ± 80 | ГИН-14064 | ->-> | 12 | ->-> |
| 9400 ± 100 | ГИН-13831 | ->-> | 11-12 | Грэн-фьорд, напорный вал ледника Грэнфьорд, пачка А |
| 9480 ± 100 | ГИН-13830 | ->-> | 17-18 | ->-> |
| 9610 ± 110 | ГИН-14068 | ->-> | 10 | Грэн-фьорд, морская терраса зап. берега, устье долины Брюде |
| 10 090 ± 90 | ГИН-14065 | ->-> | 12 | Грэн-фьорд, морская терраса зап. берега, устье долины Конгресс |

Глава 4. Геоморфологический анализ прогляциальных зон ледников Зап. Шпицбергена и механизм формирования напорных морен

4.1. Особенности формирования рельефа и отложений краевых зон горно-долинных ледников: тесное взаимоотношение ледников с морскими отложениями и формами рельефа (в результате послеледникового поднятия территории ледниково-морские отложения, накапливавшиеся на протяжении голоцена, выведены на положительные гипсометрические отметки), широкое развитие пульсирующих ледников, наличие только одной краевой морены на суше, широкое распространение напорных морен и погребенных мертвых льдов.

4.2. Ледник Грэнфьорд состоит из трех составляющих: Зап. Грэнфьорд, Вост. Грэнфьорд и части, находящейся к северо-западу от Зап. Грэнфьорда. Судя по картографическим данным, в 1936 г. общий фронт ледника находился у проксимального склона краевой морены. С 1936 г. по 1990 г. Вост. Грэнфьорд отступил на 1,2 км, а Зап. Грэнфьорд – на 2,3-2,5 км (Мавлюдов, 2004). Таким образом, большая часть прогляциальной зоны освободилась из-под ледника в течение последних 100 лет. Здесь выделяются: ледниково-экзарационный (ригели, флиггберг (flyggberg; гигантский бараний лоб), межригельные котловины выпаживания), ледниково-аккумулятивный (аккумулятивный (насыпной) краевой вал, гряды боковой (береговой) и срединной морены, поля основной и абляционной морены), экзарационно-экструзивный (депрессия, занятая сейчас озером), напорный (напорный вал), флювиогляциальный (зандровые конуса и равнины, палеоканалы стока талых ледниковых вод, “пойменные” зандры и гляциофлювиальная дельта) и лимногляциальный (камово-западинная равнина) типы рельефа (рис. 3).

Информацию о движении льда очень наглядно передают ориентированные микрогряды флютинг-морены, которые осложняют поверхность основной морены. Кроме того, о векторах течения льда можно судить по конфигурации области максимального распространения льда, информацию о которой несут боковые, срединные и краевые морены.

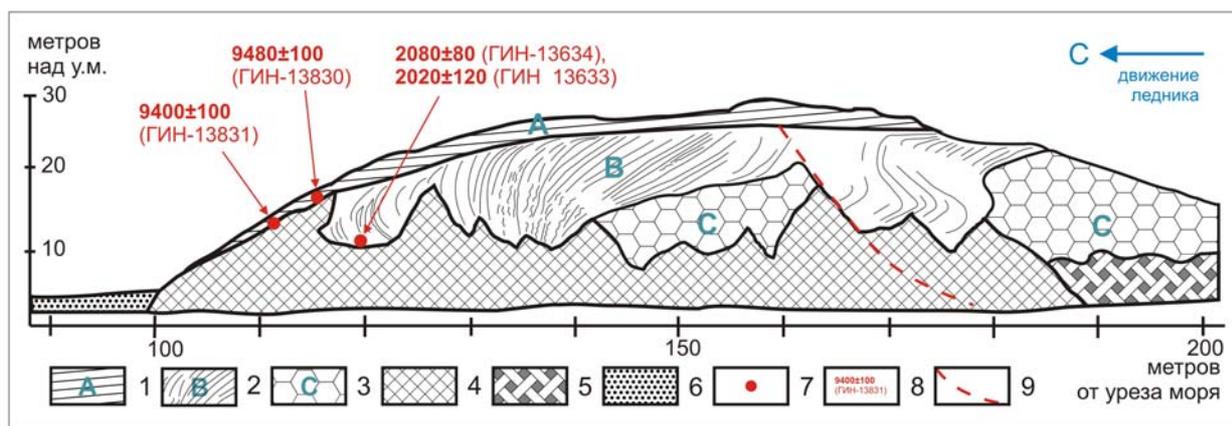


Рис. 1. Геологическое строение напорного вала ледника Гренфьорд.

1 - пачка А (флювиогляциальные осадки); 2 - пачка В (морские и дельтовые отложения подводного берегового склона); 3 - пачка С (гляциально-морские осадки); 4 - осыпной шлейф; 5 - делювиально-солифлюкционный шлейф; 6 – зандровый конус; 7 - места отбора образцов на радиоуглеродный анализ; 8 – радиоуглеродный возраст, 9 – линия надвига одной чешиу на другую.

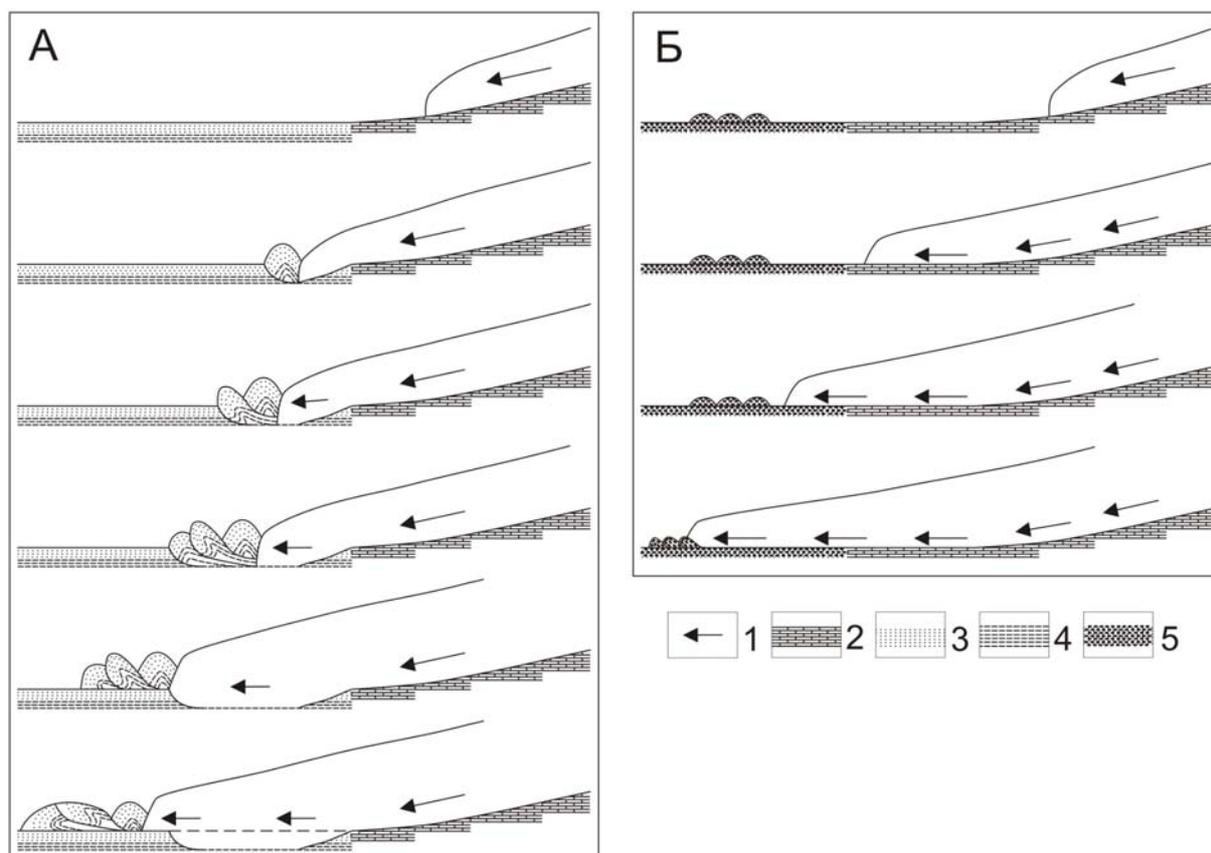


Рис. 2. Модель формирования напорной морены: А – ледник Гренфьорд, Б – ледник Ушер:

1 – вектор движения ледника; 2 – скальные породы; 3 – гравийно-песчаные отложения; 4 – глинисто-алевритовые отложения; 5 – гравийно-галечные отложения.

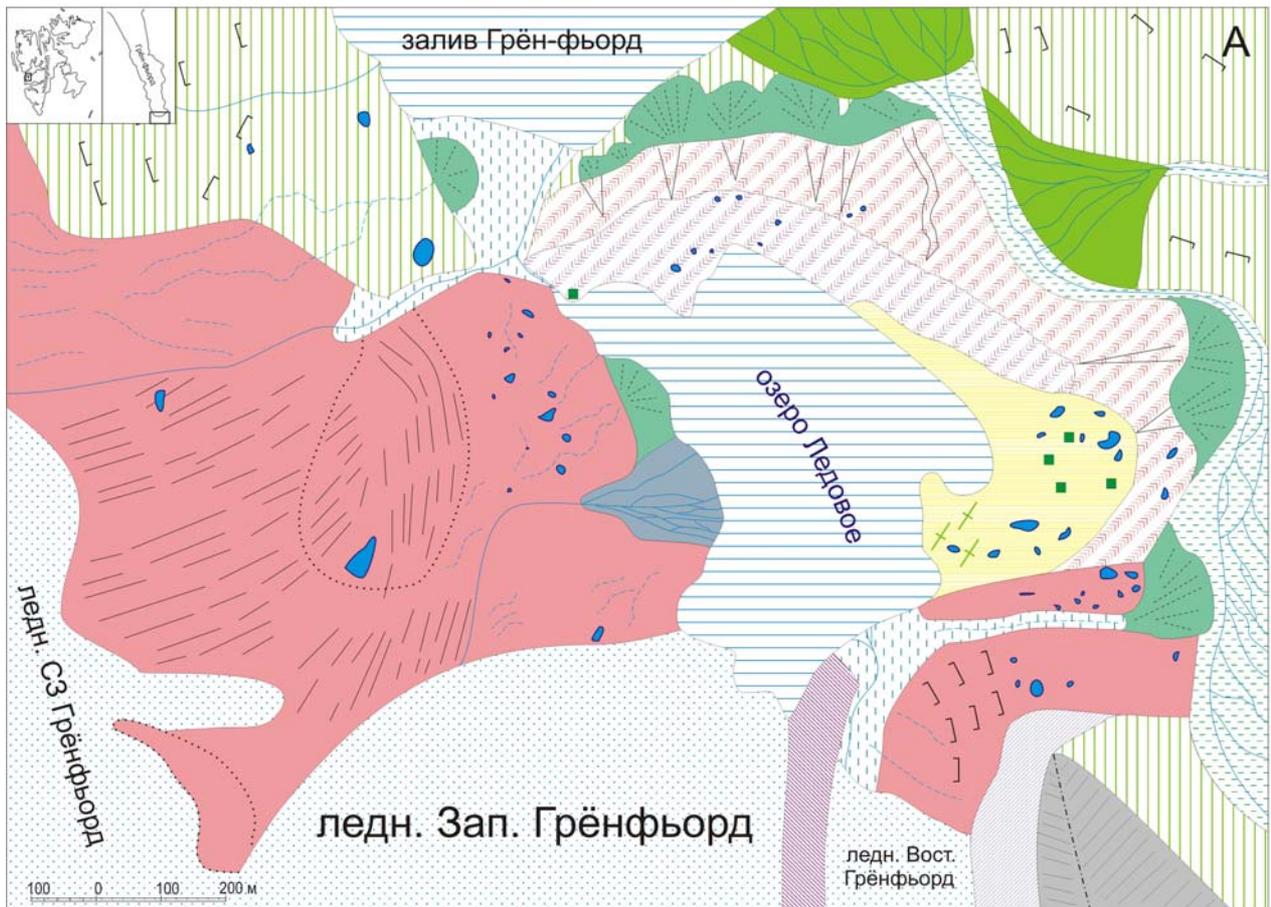
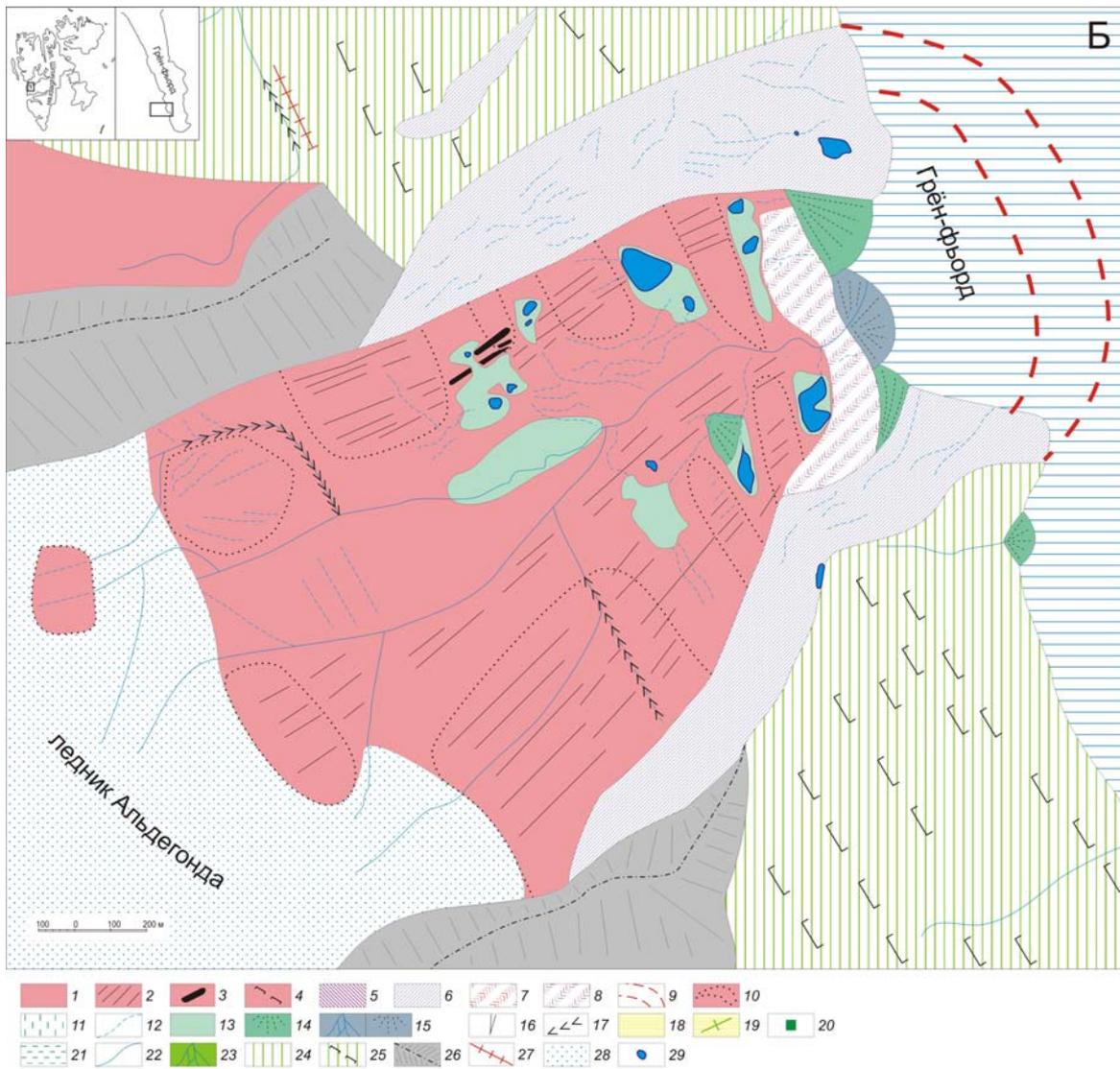


Рис. 3. Геоморфологические карты прогляциальных зон ледников Грэнфьорд (А) и Альдегонда (Б):

Ледниково-аккумулятивный рельеф: 1 – основная и абляционная морена; 2 – флютинг-морена; 3 – друмлины; 4 – “террасы оседания”; 5 – срединная морена; 6 – боковая морена; 7 – напорная морена; 8 – насыпная морена; 9 – подводный краевой вал.

Ледниково-экзарационный рельеф: 10 – выступы коренного ложа (ригели, флиггберг).

Флювиогляциальный рельеф: 11 – зандровые равнины; 12 – палеоканалы стока талых ледниковых вод; 13 – наледно-флювиогляциальные поля; 14 – зандровые конусы; 15 – флювиогляциальная дельта; 16 – эрозионные врезы-овраги в рыхлых породах; 17 – V-образные ущелья в скальных породах.



Лимногляциальный рельеф: 18 – камово-западинная равнина; 19 – гряды, сложенные ленточными глинами; 20 – камы.

Аллювиальный рельеф: 21 – пойма; 22 – “постоянные” летние водотоки; 23 – дельты.

Морской рельеф: 24 – комплекс голоценовых террас; 25 – уступы террас.

Денудационно-тектонический рельеф: 26 – водораздельный хребет с гребнем, обвальными склонами и коллювиальными шлейфами; 27 – структурная гряда долеритового силла.

Прочее: 28 – ледники; 29 – малые озера.

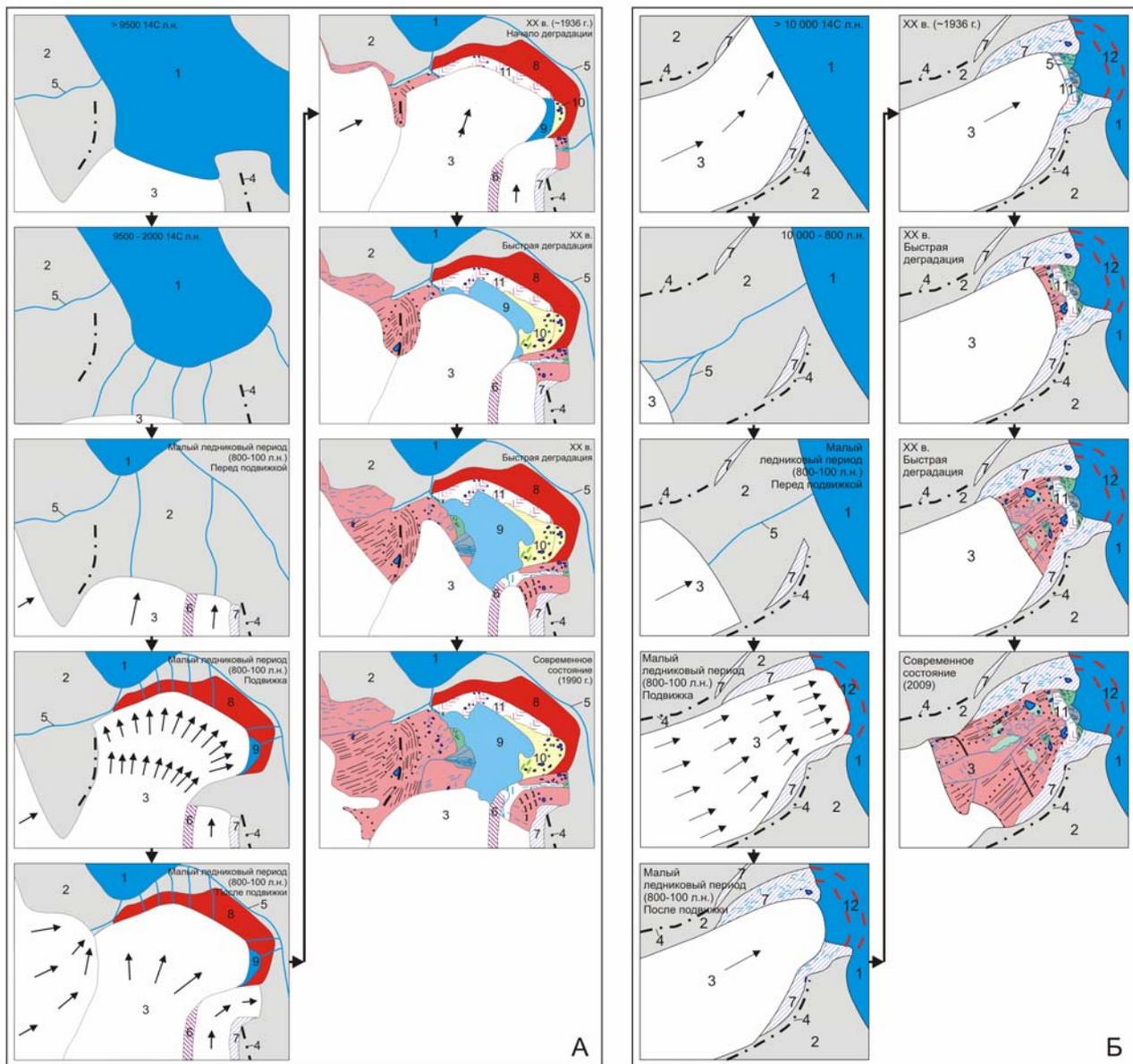


Рис. 4. Реконструкция хода развития ледников Грэнфьорд (А) и Альдегонда (Б):

1 – море, 2 – суша, 3 – ледник, 4 – водораздельный хребет, 5 – постоянные водотоки, 6 – срединная морена, 7 – боковая морена, 8 – напорная морена, 9 – озеро, 10 – лимногляциальная равнина, 11 – насыпная морена, 12 – подводная краевая морена.

Напорный вал и озерная котловина, имеющие ключевое значение для реконструкции динамики развития ледника, были изучены более детально. Напорный вал состоит из трех пачек (рис. 1): А – переслаивающиеся наклонные горизонты песчано-галечного, гравийно-песчаного, песчаного материала (флювиогляциальные осадки); В – складчато-слоистая толща из алевритистого м/з песка, песчанистой глины, алеврита и песчанистого галечника (морские и дельтовые отложения подводного берегового склона); С – массивные (неслоистые) алевриты и песчанистые глины с единичными обломками дресвы (гляциально-морские осадки).

Пачка А содержит разрозненные обломки (иногда окатанные) раковин моллюсков *Mya truncata* плохой сохранности (очевидно, переотложенные), возраст которых составляет около 9400 лет (табл. 1). Пачка В содержит цельные раздробленные на части тонкостенные раковины, возраст которых около 2000 лет (табл. 1). Пачка С также имеет включения цельных раздробленных на части тонкостенных раковин моллюсков. Кроме того, известны следующие датировки отложений напорной морены: 6530 ± 120 (ГИН-255), 6550 ± 120 (ГИН-225а) (Лаврушин, 1969), 8000 ± 70 (Тln-172), 3250 ± 60 (Тln-185) (Пуннинг, Троицкий, 1977). Отсюда можно сделать вывод, что в период 9400-2000 л.н. на месте современной озерной котловины шло морское осадконакопление, затем произошло вторжение ледника в толщу накопившихся осадков и переотложение их в виде напорного вала. Скорее всего, данное наступание ледника имело место во время малого ледникового периода (800-100 л.н.).

Подводный рельеф озерной котловины состоит из трех элементов: крутых склонов, достаточно плоского днища (ср. глубиной 20 м) и подводной дельты флювиогляциальных потоков. В самом глубоком месте озера (26 м) с помощью грунтовой трубки ГОИН-1,5 были взяты ледниково-озерные отложения мощностью 77 см. Даже если считать, что 77 см – максимальная мощность ледниково-озерных отложений, то получается, что они накопились меньше чем за 70 лет, т.к. еще в 1936 г. озера в данном месте не существовало. Таким образом, скорость осадконакопления в озере чуть больше 1 метра за 100 лет.

4.3. Ледник Альдегонда. На фотографиях начала XX в. видно, что ледник оканчивался в море (Isachsen, 1912; Prospekt ..., 1912). С 1936 г. по 1990 г. он отступил примерно на 2 км (Мавлюдов, 2004). Таким образом, вся сухопутная часть прогляциальной зоны освободилась из-под льда в течение последних 100 лет. Здесь выделяются: ледниково-экзарационный (ригели и межригельные бассейны выпахивания), ледниково-аккумулятивный (боковые морены и краевая насыпная морена) и флювиогляциальные типы рельефа (рис. 3).

Ключевое значение для реконструкции динамики развития ледника имеют краевые и боковые морены, которые были изучены более детально. Левая боковая морена лежит на одной линии с левым бортом, налегая на морские террасы. Правая боковая морена сначала немного изгибается к середине долины, огибая изогнутый хребет правого борта, но ниже она снова становится субпараллельной правому борту и левой боковой морене. Таким образом, при выходе за скальное обрамление бортов ледник не растекался в стороны, а продолжал двигаться по инерции в направлении, заданном горными хребтами по обоим бортам долины.

К северу от левой боковой морены находится еще одна боковая гряда, ориентированная под углом к борту, начинаясь практически от места, где заканчивается скальное обрамление борта, и заканчиваясь у бровки морской террасы высотой около 50 м. Гряда сложена несортированными окатанными сильно выветрелыми обломками, полностью покрытыми лишайниками. Морские террасы сложены суглинками с содержанием галечно-валунного материала до 50% (ледниково-морские осадки), обнажающимися в береговом обрыве между древней и последней боковыми моренами., представлены.

В результате батиметрической съемки на дне залива в бухте Альдегонды на расстоянии 400-500 м от берега нами обнаружен широкий вал высотой до 10-12 м и шириной 100-150 м. Вал является подводным продолжением боковых морен, далеко вдающихся в залив в виде мысов, и образован в результате бульдозерного эффекта при напоредвигающегося ледника.

На расстоянии 100-200 м от берега, на суше, находится насыпной моренный вал высотой 15-20 м и шириной около 100 м. Северная оконечность

вала подходит перпендикулярно к левой боковой морене и примыкает к ней. В центре вал прорезан р. Альдегонда, где в обнажении вскрывается несортированный валунно-галечный материал с суглинисто-гравийным заполнителем и с наклонными и горизонтальными прослоями слабоокатанной дресвы с песком.

4.4. Модель формирования напорных морен была предложена в результате изучения строения напорного вала ледника Грэнфьорд (рис. 2). На начальном этапе ледник движется вниз по долине, затем он выходит на субгоризонтальную поверхность прибрежной равнины, сложенной толщей неконсолидированных осадков, при этом вектор движения оказывается направленным под углом к ложу. Происходит деформирование и выдавливание отложений порциями и надвигание их друг на друга до тех пор, пока вектор движения льда не становится параллельным ложу. Затем происходит выталкивание дислоцированных отложений из котловины выпахивания на поверхность прибрежной равнины и продвижение их вперед фронтом движущегося ледника.

По описанию строения напорной морены ледника Ушер (Hagen, 1988) также была предложена модель ее формирования (рис.2). Отличие от вышеописанной заключается в том, что при выходе на прибрежную равнину ледник не встречает толщи неконсолидированных осадков. Когда же они начинаются, вектор его движения уже параллелен ложу, поэтому он их не дислоцирует. Но, встречая на своем пути препятствие в виде краевых морен предыдущей фазы наступания, ледник деформирует их и толкает вперед.

Глава 5. История развития оледенения Зап. Шпицбергена и реконструкция последнего цикла наступания-отступления ледников

Проведенный геоморфологический анализ прогляциальной зоны ледников Грэнфьорд и Альдегонда позволяет реконструировать ход последнего цикла их наступания-отступления. Предварительно рассмотрена история развития оледенения Зап. Шпицбергена в голоцене.

5.1. История развития оледенения в голоцене. Р. Фейлинг-Хансен (1965) разработал палеогеографическую схему голоцена на основе анализа

малакофауны. Он выделил 4 периода: холодный (12-10,4 тыс. л.н.; аллеред, поздний дриас; *Mya, Saxicava*), умеренный (10,4-9 тыс. л.н.; пребореал; *Mya*), теплый (9-2,5 тыс. л.н.; бореал, атлантика, суббореал; *Astarte, Mytilus*) и прохладный (2,5-0 тыс. л.н.; субатлантика).

Схема, составленная по данным палинологического метода (Сурова и др., 1982), в целом согласуется со схемой Р. Фейлинг-Хансена, но имеет и некоторые отличия: пребореал (10,4-9 тыс. л.н.; осоково-злаковые ассоциации; теплее позднего дриаса), бореал (9-8 тыс. л.н.; осоковые ассоциации; теплее пребореала), атлантика (8-5 тыс. л.н.; кустарничковые ассоциации с максимальным развитием *Betula nana*; теплее современного; 5,6-5 тыс. л.н. – климатический оптимум), суббореал (5-2,5 тыс. л.н.; осоково-злаковые и осоковые ассоциации, деградация кустарничковых; похолодание) и субатлантика (2,5-0 тыс. л.н.; развитие *Salix polaris*; теплее и влажнее суббореала).

Разными исследователями выделялись несколько ледниковых стадий в голоцене. А. Ян (1961) выделил этап «древних моренных гряд» (стадия хорнсунн) около 10 тыс. л.н. Л.С. Троицкий (1967) предложил стадию факседален около 10-11 тыс. л.н. Я. Щупрычинский (1968) выделил стадию магдалене-фьорд около 2,5 тыс. л.н. Однако полученные позже радиоуглеродные датировки ставили под сомнение возраст образований, по которым они выделялись (Оледенение ..., 1975; Гляциология ..., 1985). Кроме того, Л.С. Троицкий в той же работе предлагает стадии дамес-морены (ок. 7,8 тыс. л.н.), пассдален (ок. 5 тыс. л.н.; прямые датировки отсутствуют) и грён-фьорд (3-2,5 тыс. л.н.). Однако датировки, приведенные в настоящей работе (табл. 1), говорят о более молодом возрасте образований, по которым выделялись стадии дамес-морены и грён-фьорд. Таким образом, единогласно подтверждается всеми исследователями только стадия трескелен (малый ледниковый период; 800-100 л.н.). Следы её хорошо выражены перед краями современных ледников. Стадия трескелен была максимальной за весь голоцен.

В период климатического оптимума 5,6-5 тыс. л.н. полного исчезновения ледников не происходило, о чем свидетельствуют довольно крупные валуны в отложениях террас этого времени, принесенные, видимо, айсбергами

(Оледенение ..., 1975). Однако некоторые небольшие ледники в интервале 5-4 тыс.л.н. исчезали совсем (Svendsen, Mangerud, 1997)

5.2. Ледники Грёнфьорд и Альдегонда. Нами реконструированы следующие этапы последнего цикла наступания-отступления ледников (рис. 4):

1. До 9,5-10 тыс. л.н. Относительный уровень моря находился выше современного примерно на 50 м. Ледники оканчивались в море. Положение фронта Грёнфьорда было близким к современному. В кутовой части залива шло ледниково-морское осадконакопление (пачка С напорного вала; рис.1). Ледник Альдегонда растекался на северо-восток, повторяя изгиб скального обрамления правого борта и формируя левую боковую морену, лежащую на морской террасе и оканчивающуюся у ее бровки на высоте ок. 50 м. У фронта ледника также накапливались гляциально-морские отложения, которые сейчас участвуют в строении низких морских террас. Возраст этапа определяется по датировкам раковин из толщи напорного вала и из низких морских террас западного берега залива Грён-фьорд (табл. 1).

2. 9,5-0,8 тыс. л.н. Относительный уровень моря постепенно понижался, приближаясь к современному. Ледники отступили на сушу и сокращались в размерах, возможно, исчезая полностью. В кутовой части залива, в краевой зоне ледника Грёнфьорд, шло морское и дельтовое осадконакопление (пачка В напорного вала). Источником поступления материала служили потоки талых ледниковых вод и/или поверхностные неледниковые водотоки. В краевой зоне ледника Альдегонда следы данного этапа на суше отсутствуют, т.к. были уничтожены последующим наступанием ледника. Однако к северу и к югу от долины Альдегонды в морских террасах сохранились отложения этого периода. Временные рамки этапа определяются по датировкам раковин морских моллюсков из толщи напорного вала и из низких морских террас западного берега залива Грён-фьорд (табл. 1).

3. 800-100 л.н. (малый ледниковый период). Относительный уровень моря стал близким к современному. Этап делится на три части: перед подвижкой, подвижка, после подвижки. Перед подвижкой ледники двигались медленно, формируя прямолинейный отрезок срединной морены между Зап. и Вост.

Грёнфьордом и боковые морены Альдегонды до выхода за скальное обрамление левого борта. Затем следует резкое ускорение движения (подвижка) ледников Зап. Грёнфьорд (образуется котловина выпахивания и напорный вал) и Альдегонда (на выходе за скальное обрамление образуются спрямленные боковые морены, а на подводном береговом склоне – краевой вал). Ледники достигают своего максимального распространения. После подвижки фронт Грёнфьорда становится стационарным (на проксимальном склоне вала формируется насыпная морена). Фронт Альдегонды подвергается термоабразии и обрушению льда в море, после чего он отступает на сушу и тоже становится стационарным (формируется насыпная морена в 100 м от берега). Пока идет поверхностное таяние выдвинувшейся части ледника Зап. Грёнфьорд и образование насыпной морены, его ледники-соседи с запада и востока продолжают медленное движение, достигая своего максимального распространения. Но их фронты в стационарном положении находятся недолго, поэтому не образуют насыпных морен.

4. XX в. Идет направленная деградация ледников. На ранних стадиях Зап. Грёнфьорд и Альдегонда отступают очень интенсивно (в среднем 30 м/год). При этом вслед за отступающим фронтом Грёнфьорда, занимая наиболее глубокие части выпаханной котловины, смещается и расширяется прогляциальное озеро, образовавшееся между ледником и напорным валом. В озере идет лавинное осадконакопление (1 см/год). В настоящее время отступление обоих ледников замедлилось, что связано с окончанием таяния выдвинувшихся во время подвижек частей ледников.

Глава 6. Современная динамика краевых зон ледников Зап. Шпицбергена

Из-за направленной деградации ледников в настоящее время в их краевых зонах активно идут процессы, связанные с таянием льдов и образованием талых вод: ледниковый карст, эрозия и перигляциально-морское осадконакопление.

6.1. Ледниковый карст – псевдокарстовый процесс, частный случай термокарста, когда идет протаивание не мерзлых грунтов, а погребенных мертвых льдов. Их сохранность определяется мощностью перекрывающих отложений – если она больше мощности деятельного слоя, то таяние льдов

останавливается, и наоборот, при уменьшении толщины моренного чехла (например, за счет склоновых процессов и термоэрозии) таяние льда возобновляется, что приводит к просадкам, оползням и сплывам.

В результате исследований на ледниках Шпицбергена (Berg, 2001; Lukas et al., 2005; Schomacker, Kjær, 2008) установлено, что средняя скорость понижения поверхности погребенных мертвых льдов (при толщине моренного чехла меньше мощности деятельного слоя) за длительный период колеблется от 0,56 до 0,9 м/год (или до 1 см/день в период абляционного сезона).

6.2. Эрозия талыми водами является самым масштабным по площади проявления и мощным по воздействию процессом краевых зон деградирующих ледников. Из-за того, что фронт ледника постепенно мигрирует, сеть потоков талых вод также не находится в стационарном состоянии. Талые воды перемывают и размывают ледниковые отложения, вынося из них тонкие частицы и окатывая более крупный обломочный материал. Однако даже потоки, текущие по постоянному руслу, производят активную деструктивную деятельность. Так, в ходе мониторинга за бровкой обрыва (высотой 12-15 м) напорного вала ледника Грэнфьорд в том месте, где его подмывает река, вытекающая из озера, было установлено, что максимальная скорость отступления бровки составляет 1 м в год (причем на протяжении 9 зимних месяцев процессы приостанавливаются).

6.3. Перигляциально-морское осадконакопление протекает на дне моря при активном поступлении терригенного материала с талыми ледниковыми водами (отсутствует айсберговый разнос, т.к. ледники не спускаются в море).

С помощью седиментологических ловушек была получена количественная оценка скорости перигляциально-морского осадконакопления в заливе Грэн-фьорд. Полученные результаты показывают, что в зимний период, особенно в феврале-марте, седиментация практически прекращается. Основной вынос материала осуществляется с июня по сентябрь, т.е. в период активного таяния ледников. В целом объем осадочного вещества, поступающего на дно, в годовом цикле составляет 10,8 кг/м² (9,1 - в летний период, и 1,7 кг/м² - в зимний период). Седиментация материала в разных участках залива

неравномерна: основная часть минерального вещества оседает в приустьевых зонах рек и в депрессиях рельефа дна, а с удалением от источников выноса – понижается. Количественное содержание взвеси в заливе контролируется атмосферными и океанологическими факторами (скорость и направление ветра, волнение, течение, соленость, осадки и другие погодные явления).

Основные выводы

1. Современное оледенение не является реликтом плейстоценового. В настоящее время большая часть ледников отступает, но на общем фоне сокращения оледенения широко распространены пульсирующие ледники.
2. На историю развития оледенения и рельефа бассейна залива Грэн-фьорд существенно повлияли строение и высота водораздельных хребтов в верховьях горных долин.
3. К особенностям формирования рельефа и отложений краевых зон ледников Зап. Шпицбергена относятся: тесное взаимоотношение ледников с морскими отложениями и формами рельефа, широкое развитие пульсирующих ледников, наличие только одной краевой морены на суше, широкое распространение напорных морен и погребенных мертвых льдов.
4. Наиболее надежным методом выявления палеопульсаций являются особенности пространственного распространения краевых ледниковых образований, а не формы-индикаторы. Последняя фаза наступания ледников Зап. Грэнфьорд и Альдегонда имела пульсирующий характер.
5. Для образования напорных морен горно-долинных ледников Зап. Шпицбергена необходимо два основных условия: существование толщи неконсолидированных осадков и наличие вогнутого перегиба ложа ледника. Скорость движения льда определяющего значения не имеет.
6. На основании около 20 новых радиоуглеродных датировок подвергнуто сомнению наличие ледниковых стадий дамес-морены (ок. 7200 л.н.) и грэн-фьорд (3000-2500 л.н.).
7. В голоценовой истории развития ледников Грэнфьорд и Альдегонда выделяются 4 этапа: наступание (до 10 тыс. л.н.), сокращение или полное исчезновение (10-0,8 тыс. л.н.), наступание (800-100 л.н.) и деградация (с

начала XX в.), что в целом соответствует имеющимся палеогеографическим схемам, построенным по данным малакологического и палинологического анализов.

8. Дана количественная оценка скоростей современных процессов в краевой зоне: понижение поверхности в результате ледникового карста (до 0,9 м/год); боковая эрозия талыми водами (до 1 м/год); перигляциально-морское осадконакопление (10,8 кг/м² в год).

Публикации в журналах, рекомендуемых ВАК:

1. *Тарасов Г.А., Кокин О.В.* Время последней подвижки и ход последующей дегляциации ледника Грэнфьорд (Западный Шпицберген) // Вестник ЮНЦ РАН. 2010. Т. 6, №3. С. 34-38.

2. *Огородов С.А., Носков А.И., Белова Н.Г., Кокин О.В., Марченко А.В.* Воздействие морских льдов на берега, дно и инженерные сооружения в прибрежно-шельфовой зоне Российской Арктики // Естественные и технические науки. 2010, № 5 (49). С. 344-348.

3. *Кокин О.В.* Геолого-геоморфологическая деятельность пульсирующих ледников // Вестник Московского университета. Сер. геогр. 2011, № 1. В печати.

Статьи в других изданиях:

4. *Тарасов Г.А., Кокин О.В., Польшин В.В.* К вопросу формирования ледниково-перигляциальных отложений в районе залива Грэн-фьорд (западный Шпицберген) // Комплексные исследования природы Шпицбергена. Вып. 6. Сборник материалов Шестой международной конференции. – Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2006. С. 143-151.

5. *Тарасов Г.А., Кокин О.В.* Новые данные о возрасте напорного вала ледника Грэнфьорд // Комплексные исследования природы Шпицбергена. Вып. 7. Сборник материалов Седьмой международной конференции. – Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2007. С. 85-93.

6. *Кокин О.В., Тарасов Г.А.* К истории развития ледникового рельефа Западного Шпицбергена в голоцене // Фундаментальные проблемы квартара: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. Материалы

V Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода (Москва, 7-9 ноября 2007). – Москва: ГЕОС, 2007. С. 177-179.

7. **Кокин О.В., Тарасов Г.А.** Подводный рельеф и донные отложения приледникового озера Ледовое (Западный Шпицберген) // Природа шельфа и архипелагов Европейской Арктики. Вып. 8. Москва: ГЕОС, 2008. С. 173-177.

8. **Мавлюдов Б.Р., Кокин О.В.** Был ли ледник Альдегонда (Западный Шпицберген) пульсирующим? // Природа шельфа и архипелагов Европейской Арктики. Вып. 8. Москва: ГЕОС, 2008. С. 222-226.

9. **Кокин О.В., Мавлюдов Б.Р.** Рельеф подводного берегового склона западного побережья Грён-фьорда (участок р. Брюде - р. Альдегонда) // Проблемы морской палеоэкологии и биогеографии в эпоху глобальных изменений. Комплексные исследования природы Шпицбергена. Вып.9. М: ГЕОС. 2009. С.283-290.

10. **Тарасов Г.А., Кокин О.В.** К вопросу изучения потока осадочного вещества в заливе Грён-фьорд // Материалы международной научной конференции “Морские исследования полярных областей Земли в Международном полярном году 2007/2008”. СПб. 2010. С. 84-85.

11. **Кокін О.** The geological structure and the age of the Grøn fjord glacier’s push-moraine ridge (West Spitsbergen) // IV International Conference “Arctic Palaeoclimate and its Extremes” (APEX), Höfn, Iceland. 2010. P. 45-47.

12. **Кокин О.В.** Пульсирующие ледники и гляциальная геоморфология // Материалы Всероссийской конференции “Теория геоморфологии и ее приложение в региональных и глобальных исследованиях” (Чтения памяти Н.А. Флоренсова). Иркутск. 2010. С. 96-97.

13. **Кокин О.В.** Форма подводного берегового склона как показатель проявления ледниковых и флювиогляциальных процессов (на примере залива Грён-фьорд, Зап. Шпицберген) // Материалы Всероссийской конференции (VI Щукинские чтения) “Геоморфологические процессы и их прикладные аспекты”. М.: МГУ. 2010. С. 300-302.