

Санкт-Петербургский государственный университет

СОЛОВЬЕВА Диана Александровна

Выпускная квалификационная работа

РЕКОНСТРУКЦИЯ ИЗМЕНЕНИЯ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ В РАЙОНЕ
ПОСЕЛКА БАРЕНЦБУРГ (О. ЗАПАДНЫЙ ШПИЦБЕРГЕН) ПО ДАННЫМ
СПОРОВО-ПЫЛЬЦЕВОГО АНАЛИЗА ГОЛОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Основная образовательная программа бакалавриата

«География»

Профиль «География полярных стран»

Научный руководитель: к.г.н.,
доцент кафедры геоморфологии САВЕЛЬЕВА Лариса Анатольевна

Рецензент: к.г.н.,
АНИСИМОВ Михаил Александрович

Санкт-Петербург

2018

Оглавление	
Введение.....	4
Глава 1. Физико-географические особенности района исследования.....	7
1.1. Географическое положение.....	7
1.2. Геологическое строение.....	8
1.3. Рельеф.....	10
1.4. Современное оледенение.....	15
1.5. Климат.....	15
1.6. Гидрография.....	16
1.7. Растительность.....	16
Глава 2. История палеогеографической изученности: обзор литературных данных.....	18
2.1 Палеогеографические изыскания.....	18
2.2 Палеоботанические исследования.....	26
2.3 Послеледниковые изменения природной среды в районе поселка Баренцбург.....	28
Глава 3 Материалы и методы.....	32
3.1 Литостратиграфическое описание разреза Грендален «GD-1».....	33
3.2 Спорово-пыльцевой анализ четвертичных образований.....	36
3.3 Дополнительные аналитические исследования: радиоуглеродное датирование; диатомовый анализ и анализ содержания непыльцевых палиноморф.....	39
Глава 4 Результаты лабораторных исследований.....	42
4.1 Результаты палинологического анализа.....	42
4.2 Результаты дополнительных аналитических изысканий.....	45
4.2.1 Анализ непыльцевых водных палиноморф:.....	45
4.2.2 Радиоуглеродное датирование.....	45
4.2.3 Диатомовый анализ.....	46
Глава 5. Реконструкция развития природной среды в районе поселка Баренцбург.....	48
5.1 Реконструкция растительности.....	48

5.2 Реконструкция развития ландшафта по результатам изучения четвертичных отложений разреза Грендален (GD-1).....	49
5.3 Общая схема эволюции природной среды	53
Заключение	56
Список использованной литературы.....	58

Введение

Изменение климата на нашей планете является одним из самых дискуссионных вопросов в сфере современных наук о Земле. Прямые инструментальные измерения климатических параметров охватывают промежутки времени, недостаточный для составления прогнозов грядущих изменений природной среды и выявления роли антропогенного воздействия в общей системе климатических колебаний. По этой причине палеогеографические исследования, в особенности, касающиеся четвертичного периода (последние ~ 2,5 млн. лет), играют ведущую роль в общей сумме научных изысканий, посвященных этой теме.

Научно обосновано, что приполярные широты наиболее чувствительны к общим колебаниям климата на планете. Данные экологические системы остро реагируют на изменение внешних факторов и вмешательство человека. Поэтому изучению настоящего и прошлого этих регионов уделяется особое внимание. Именно палеогеографической реконструкции природных изменений на территории арктического архипелага Шпицберген в послеледниковье посвящена данная работа.

Основным *объектом* изучения являются четвертичные отложения долины Грендален (район поселка Баренцбург, о. Западный Шпицберген), в качестве *предмета* изучения выступает реконструкция изменения растительности и климата в позднем неоплейстоцене – голоцене. Полевые работы, послужившие основой настоящего исследования и определившие границы изучаемого района, осуществлялись на базе Российского научного центра Арктического и Антарктического научно-исследовательского института в поселке Баренцбург. Несмотря на то, что палеогеографические изыскания здесь ведутся еще с начала прошлого столетия, существует ряд нерешенных вопросов, связанных с послеледниковыми изменениями природной среды на архипелаге. Таким образом, *актуальность* данной работы обуславливается необходимостью получения дополнительной

палеогеографической информации о развитии ландшафтов архипелага Шпицберген в позднем неоплейстоцене - голоцене.

Для изучения изменений природной среды в четвертичном периоде применяется широкий спектр методов, в том числе и комплекс палеоботанических, из которых наиболее универсальным и часто используемым на практике является спорово-пыльцевой анализ. Именно поэтому он выбран в качестве основного в исследовании.

Основная *цель* - детализация имеющихся палеореконструкций развития природной среды в изучаемом районе на основе данных спорово-пыльцевого анализа;

Для достижения обозначенной цели были поставлены следующие задачи:

- освоение методики проведения спорово-пыльцевого анализа четвертичных образований, включающего в себя предварительную химическую подготовку проб, подсчет четвертичных микрофоссилий и составление диаграммы;
- интерпретация результатов спорово-пыльцевого анализа;
- сопоставление полученных данных с результатами радиоуглеродного датирования и диатомового анализа по изученному разрезу;
- сбор и анализ фондовой и опубликованной литературы по палеогеографии земли Норденшельда, в окрестностях поселка Баренцбург, включая палинологические исследования на архипелаге Шпицберген;
- сопряженный анализ всех полученных данных и их сопоставление с реконструкциями, полученными в ходе предшествующих исследований;
- составление схемы развития природной среды в районе поселка Баренцбург на основе обобщенных данных;

В данной работе используются материалы, полученные в ходе полевых работ палеогеографической партии российской арктической экспедиции на архипелаге Шпицберген в 2015 и 2017 годах и предоставленные Отделом полярных стран ААНИИ для исследования. Автор настоящей работы принимал участие в полевых работах в 2017 году.

Дипломная работа, изложенная на 65 страницах, состоит из введения, 5 глав, заключения и списка литературы, содержит 22 рисунка и 1 таблицу. Список литературы включает 66 наименований, в том числе 32 на иностранном языке.

Автор выражает признательность научному руководителю Л.А. Савельевой за обучение методике спорово-пыльцевого анализа, научные консультации и поддержку на протяжении всех этапов исследования. Автор благодарен д.г.н. С.Р. Веркуличу за предоставленные полевые материалы, а также за обсуждение полученных результатов; к.г.н. З.В. Пушиной, предоставившей результаты диатомового анализа и сотрудникам Лаборатории радиоуглеродного датирования и электронной микроскопии ИГРАН за результаты радиоуглеродного датирования. Автор выражает искреннюю признательность за теплую атмосферу и поддержку во время полевых работ сотрудникам Российской Арктической Экспедиции на архипелаге Шпицберген ААНИИ и Шпицбергенской партии ПМГРЭ – 2017, а также отдельно В.В. Шарину за научные консультации в ходе исследования.

Глава 1. Физико-географические особенности района исследования

1.1. Географическое положение

Архипелаг Шпицберген расположен в норвежском секторе Арктики между $76^{\circ}26'$ и $80^{\circ}50'$ северной широты и 10° и 32° восточной долготы и включает в себя 3 крупных острова – Западный Шпицберген, Северо-Восточная Земля и остров Эдж, а также серию более мелких островов (Рис.1, рис. 2).

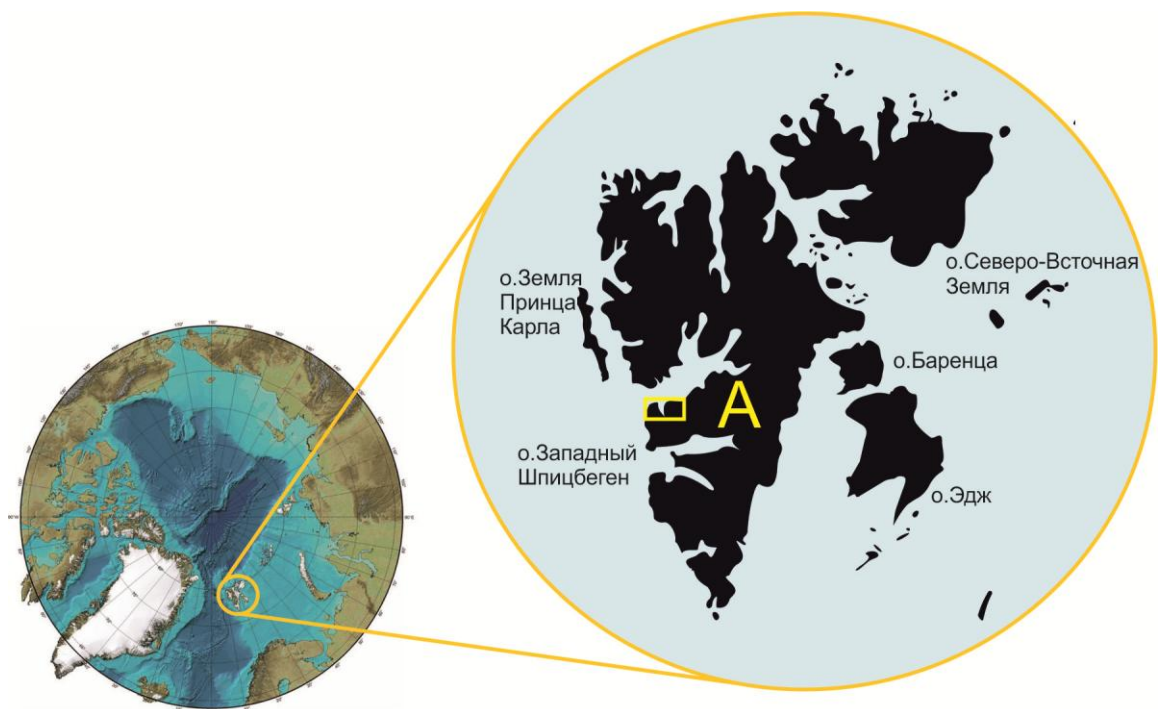


Рис. 1 Географическое положение архипелага Шпицберген и района исследования (А).

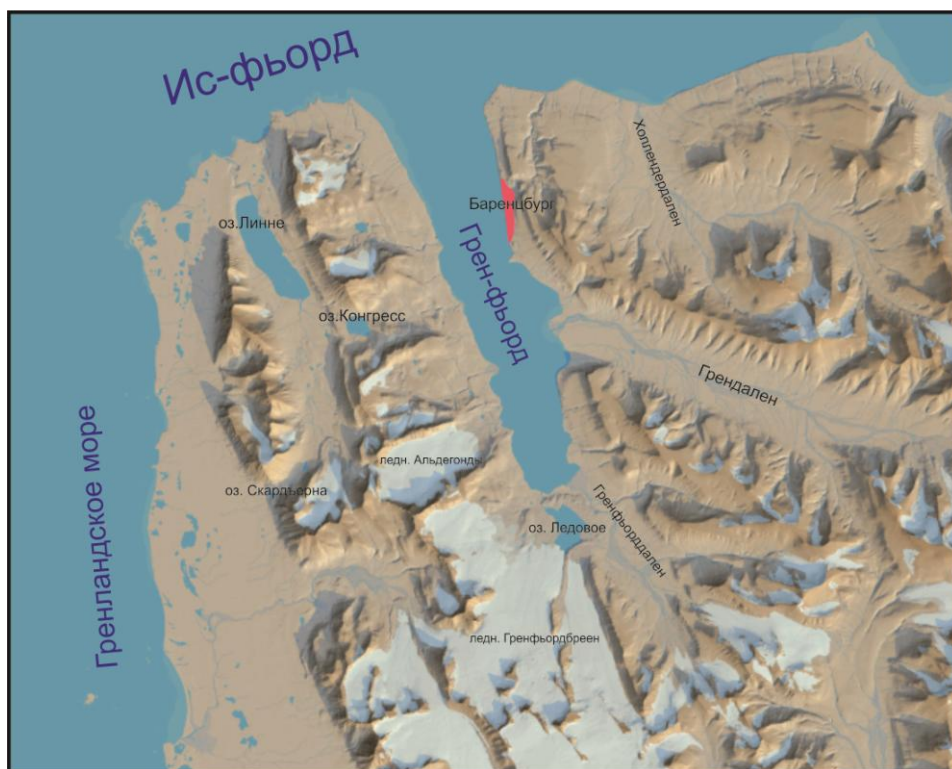


Рис.2 Район исследования (Северо-Западная часть земли Норденшельда, о. Западный Шпицберген) (Архипелаг Шпицберген, карта Норвежского полярного института, <http://toposvalbard.npolar.no/>)

В данной работе был рассмотрен район острова Западный Шпицберген, охватывающий северо-западный сектор земли Норденшельда (Рис.1а, рис.2).

Географическое положение изучаемого района определяется расположением вблизи второго по величине населенного пункта на архипелаге Шпицберген – поселка Баренцбург, где находится Российский научный центр Арктического и Антарктического научно-исследовательского института, на базе которого осуществлялись полевые работы, послужившие основой настоящего исследования.

1.2. Геологическое строение

Особенностью архипелага Шпицберген является исключительное геологическое разнообразие (Рис.3). В пределах относительно небольшой территории, свободной от ледникового покрова, вскрываются геологические

формации, отражающие историю развития данного региона за последние 400 млн. лет. (Геология Шпицбергена, 2007)

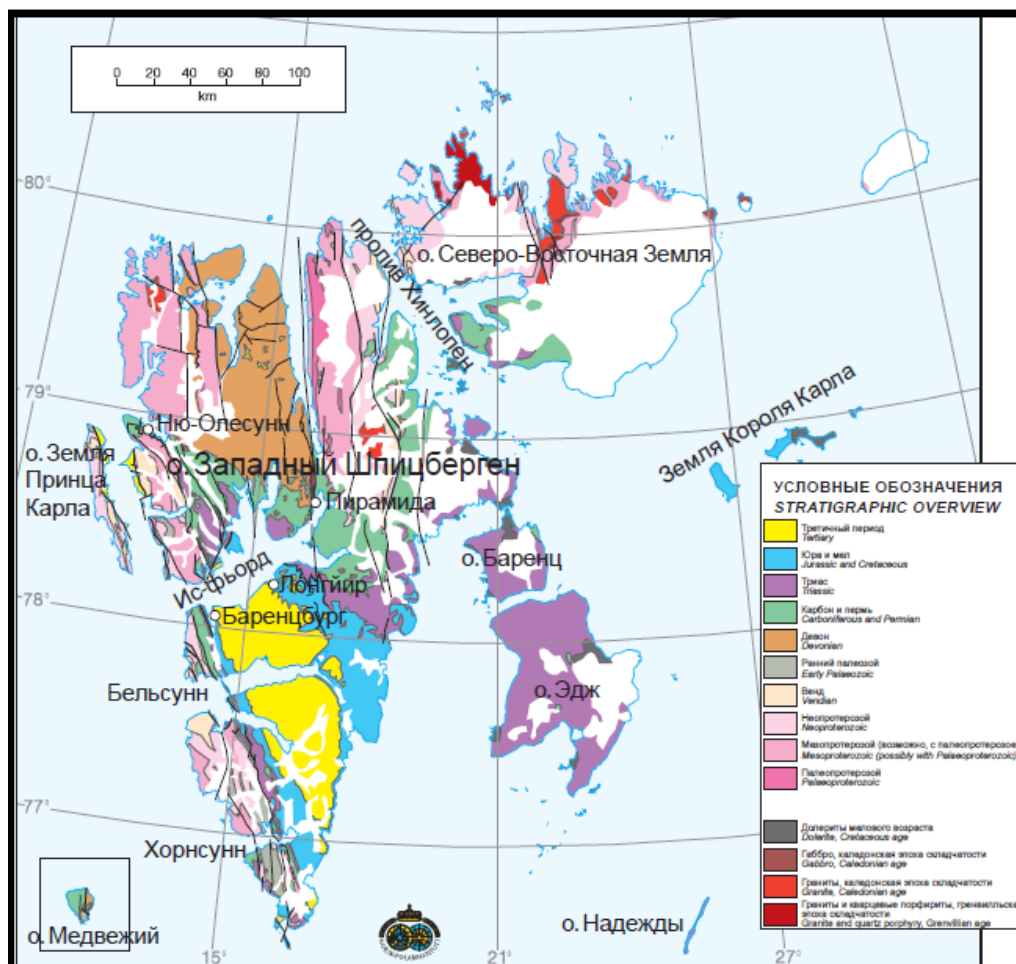


Рис. 3 Геологическая карта архипелага Шпицберген (карта Норвежского Полярного института, <http://www.npolar.no/no/>)

Архипелаг Шпицберген относится к области каледонской складчатости, но по своему геологическому строению ближе к Гренландии, нежели чем к Скандинавии. В современном структурном плане территория архипелага, как и прилегающая часть Баренцевоморского шельфа, имеет ярко выраженный блоковый характер. В плиоцен - четвертичное время преобладали блоково-глыбовые поднятия с различной амплитудой. При этом, остров Западный Шпицберген, вероятно разделяется на несколько блоков,

также имеющих различную скорость тектонических поднятий (Семевский, 1967).

В геологическом строении северо-западной части земли Норденшельда участвуют породы пермского возраста. Широко распространены выходы пород, сформировавшихся в мезозое и представленных в основном сланцами, алевролитами и песчаниками.

Породы палеоген- неогенового возраста представлены песчаниками и сланцами, содержащими большое количество органических остатков. Именно к этим толщам приурочены месторождения угля в центральной части о. Западный Шпицберген.

На западном побережье вскрываются породы верхнепротерозойского фундамента, представленные, главным образом, сланцами, известняками доломитами (Геология Шпицбергена, 2007).

1.3. Рельеф

Формирование современного рельефа северо-западной части Земли Норденшельда обусловлено взаимодействием эндогенных и экзогенных процессов.

Основные элементы орографии определились вследствие интенсивного проявления дизъюнктивных нарушений. Фьорды и крупные долины приурочены к зонам разломов. Тектонически predetermined расположение долин обусловило направление простиранья горных хребтов. Существующие в настоящее время орографические элементы ориентированы в трех системах направлений - субширотном (фиорды и крупные долины) и двух субмеридиональных (более молодые долины). Причем субширотное направление имеют крупные долины и фьорды (например, Ис-фьорд), секущие тектонические структуры, в то время, как субмеридиональные формы (Гренфьорд, долина Грендален) ориентированы по простиранью основных структур (Семевский, Шкатов, 1965).

Высокой скоростью тектонических поднятий обуславливается существование серии морских террас по берегам Шпицбергена. В районе исследования выделяются террасовые уровни высотой 2-8, 10-12, 25-80, 45-50 м (Семевский, Шкатов, 1965).

Существенную роль в развитии рельефа сыграли многочисленные оледенения. По тектонически ослабленным зонам под воздействием ледников сформировалась сеть трогов, ныне частично заполненных молодыми осадками (долина Грендален, Гренфьорд-дален, Холлендердален и др.) (Семевский, Шкатов, 1965). Повсеместно распространены такие экзарационные формы, как кары, ригели и полированные скалы с ледниковой штриховкой. Многие озера на архипелаге также имеют ледниковое происхождение. Так, котловина озера Ледового сформировалась в результате резкой подвижки фронта ледника Гренфьордбреен во время малого ледникового периода (Кокин и др., 2017) (рис 4.). Образовавшийся напорно-моренный вал достигает высоты около 25-30 м (Рис. 5 А). В обнажении на склоне напорного вала четко прослеживаются дислоцированные осадки. (Рис. 5 Б)



Рис. 4 Озеро Ледовое (фото автора, 2017)

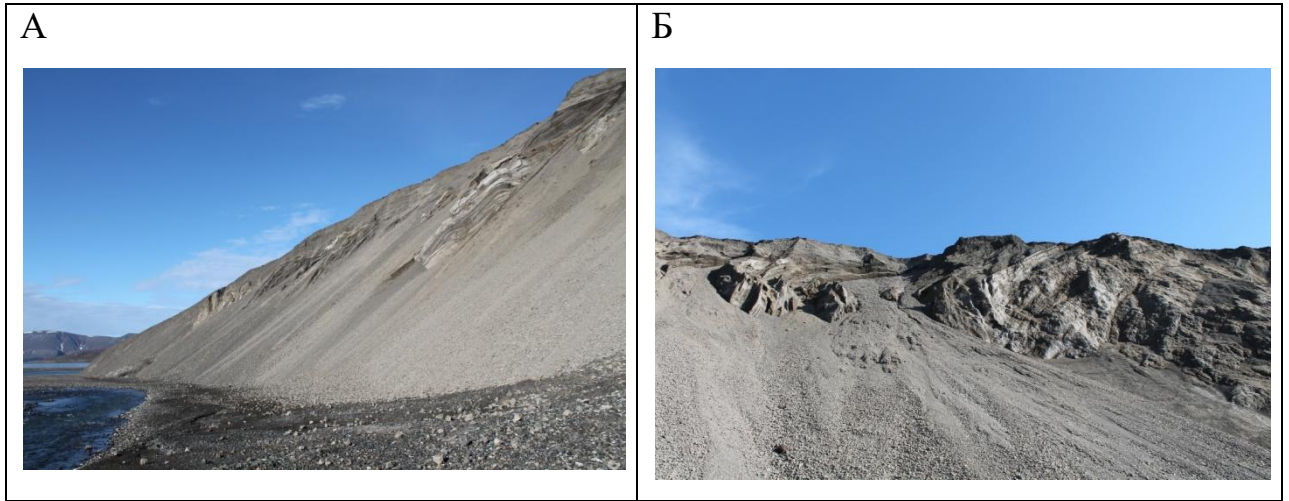


Рис. 5 Морена напора: А - напорный вал; Б – дислоцированные толщи
(фото автора, 2017)

Широко распространены ледниковые отложения, покрывающие днища долин или представленные в виде моренных гряд, формирующих холмисто-западинный рельеф (кутовая часть Гренфьорда) (рис. 6)



Рис. 6 Моренный холмисто-западинный рельеф (фото автора, 2017)

Преобразование склонов, особенно их верхней части, связано с интенсивным проявлением процессов нивации, которые обуславливают формирование многочисленных каров, нивальных ниш и цирков.

Водно-ледниковые образования представлены на Шпицбергене камами и обширными зандровыми полями.

Процессы интенсивного физического выветривания, преобладающие на архипелаге, способствуют формированию крутых склонов с многочисленными мелкими деллями. Однако снос выветрелого материала сильно замедлен из-за многолетней мерзлоты. Накапливающийся выветрелый материал, смерзаясь, является своего рода бронирующим горизонтом и затрудняет процессы выветривания коренных пород (Семевский, Шкатов, 1965). Вынос материала обычно осуществляется через склоновые ложбины, у нижней части которых формируются обширные деллювиальные конусы.

Аллювиальный рельеф развит во всех крупных долинах, где он представлен поймой, иногда надпойменными террасами. Речные долины на Шпицбергене постоянно видоизменяются, что связывается рядом исследователей с тектонической активностью.

Крупной аккумулятивной формой являются дельтовые конуса выноса в устьях рек (Рис.7)



Рис.7 Дельта реки Грен, долина Грендален (фото автора, 2017)

Вследствие повсеместного распространения многолетнемерзлых пород широко распространены криогенные формы рельефа (Рис.8), представленные на склонах полосчатыми грунтами и солифлюкционными образованиями (наплавы, террасы). В долинах рек развит полигональный рельеф, встречаются формы мерзлотного пучения, достигающие значительных размеров (в долине Грендален до- 12 м). Мерзлотная сортировка грунтов также проявлена на субгоризонтальных поверхностях.

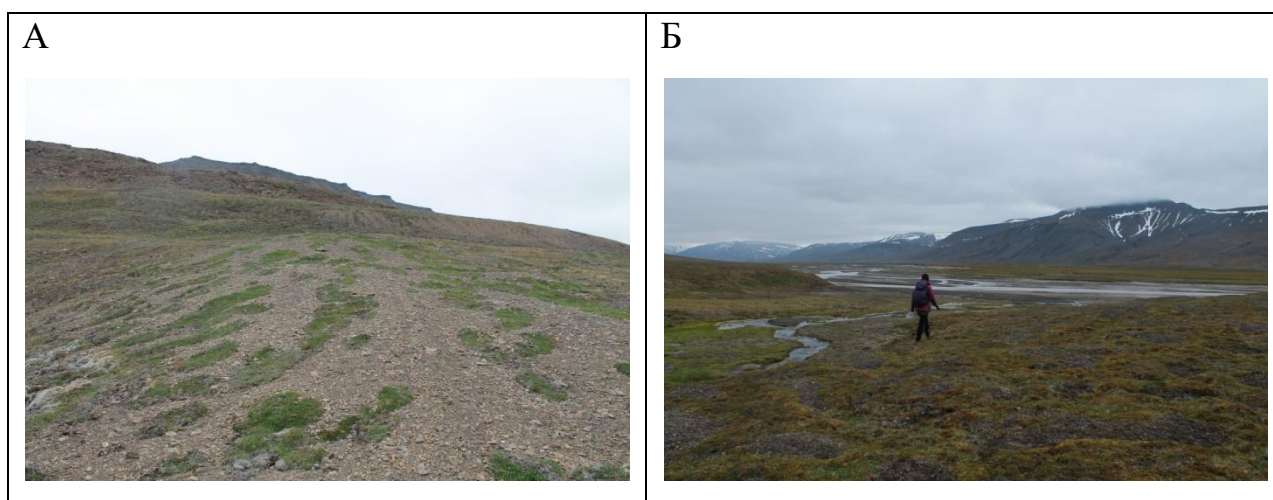


Рис. 8 Мерзлотные формы: А – каменные полосы на склонах, Б – мерзлотное пучение в долине Грендален (фото автора, 2017)

Термокарстовые формы в районе исследования встречаются редко и представлены небольшими озерами, воронками. Их образование чаще всего связано с вытаяванием ледяного ядра гидролакколитов или конечно-моренных образований.

В 2012 году сотрудниками ПМГРЭ была составлена подробная геоморфологическая карта рассматриваемого района, на которой выделены типы рельефа не только на суше, но и произведено картирование дна прилегающих фьордов (Шарин и др., 2012).

1.4. Современное оледенение

Отличительной особенностью Земли Норденшельда является малая площадь современного оледенения, которое определяется как горно-долинное. Крупнейшие ледники на изучаемой территории: Западный и Восточный Гренфьордбреен, Альдегонды, Линне, Ворингбреен и Вардебреен.

На архипелаге распространены пульсирующие ледники или так называемые «сёрджи». Считается, что ледники Альдегонды и Гренфьорд совершали резкие подвижки в голоцене (малый ледниковый период) (Кокин, 2010, 2017).

1.5. Климат

Архипелаг Шпицберген расположен в арктическом климатическом поясе. Несмотря на приполярное положение, климат на островах довольно мягкий, что обуславливается влиянием теплого Западно-Шпицбергенского течения (северная «ветвь» Гольфстрима). При этом с запада на восток влияние теплых вод уменьшается.

На широте Баренцбурга с 19 апреля по 24 августа наблюдается полярный день, с 28 октября по 15 февраля – полярная ночь. По данным наблюдений гидрометеообсерватории «Баренцбург» среднегодовая температура воздуха -5.8°C . Средняя температура самого теплого месяца (июль) $+8.0^{\circ}\text{C}$ (максимум температуры (1999 г.) $+20.3^{\circ}\text{C}$). Наиболее

холодный месяц – февраль, когда среднемесячная температура составляет -18.0°C (минимум температуры (март, 1986г.) -39.8°C. (Семенов и др., 2002)

В среднем за год в Баренцбурге выпадает 563 мм осадков, наибольшее их количество приходится на декабрь и январь. Преобладают осадки в виде снега.

Преобладающее направление зимних ветров в Баренцбурге юго-восточное (Семенов и др., 2002). Летом повторяемость СЗ, С и Ю ветров приблизительно одинаковая (рис. 1.5).

В течение всего года наблюдается высокая относительная влажность, среднее значение которой – 78%. Летом часто возникают туманы.

Появление льда на акватории Гренфьорда в среднем приходится на 1 декабря. В последние годы в зимний сезон залив не покрывается льдом полностью.

Особенности микроклимата Северо-западной части Земли Норденшельда обуславливаются близким расположением к открытому океану, малой площадью оледенения в районе, субмеридиональным направлением ориентировки основных хребтов.

1.6. Гидрография

Для района исследования характерна развитая речная сеть, что в первую очередь связано с малой площадью оледенения в регионе. Питание рек преимущественно ледниковое, велика доля питания за счет атмосферных осадков. Морфологический облик рек определяется большим количеством русел и нестабильностью их положения во времени.

В изучаемом районе выделяются несколько крупных речных систем, представленных р. Грен., р.Холлендер, р. Гренфьорддален, р. Линне, р. Колесдален.

1.7. Растительность

Растительный покров на архипелаге крайне неравномерен, что объясняется сильной расчлененностью рельефа, и спецификой климатических условий. Растительность зонально сменяется с запада на восток.

Зональная смена растительных сообществ усложняется современным оледенением Шпицбергена.

По классификации A.Elvebakk и I.Moller исследуемый регион в основном лежит в зоне тундровой растительности внутренних фьордов. Растительный покров в долинах и понижениях сомкнутый, на склонах нарушен действием солифлюкции. На осыпных склонах встречаются редкие камнеломки. Повсеместно развиты мхи и лишайники.

В зоне тундровой растительности внутренних фьордов встречается более 75% всего состава сосудистых растений Шпицбергена (Королева и др. 2008).

В растительном покрове окрестностей поселка Баренцбург преобладают следующие виды: карликовая ивка (*Polaris Salix Polaris*, *Salix cespitosa*), камнеломки (*Saxifraga cernua* и др.), часто встречаются *Bistorta vivipara*, *Cerastium alpinum*, *Draba alpine*, *Equisetum arvense*, *Oxuria digyna*, *Ranunculus Polaris*. Повсеместно распространены мхи и лишайники.

Глава 2. История палеогеографической изученности: обзор литературных данных

2.1 Палеогеографические изыскания

Оледенению на архипелаге Шпицберген, развитию Баренцевоморского ледникового щита и становлению современных природных условий посвящено огромное количество работ как зарубежных, так и отечественных. Высокая степень изученности данного региона обуславливается относительной транспортной легкодоступностью и особым политическим статусом региона.

Начало научных изысканий на архипелаге приходится на первую половину XIX века. В этот период можно выделить экспедиции Свена Ловена (1837 г.) и французскую «La Recherche» (1840 г.), во время которых помимо широкого спектра междисциплинарных исследований проводилось описание ледников, ледниковых форм рельефа и ландшафта островов в целом. Другим важным вкладом стала работа Чарльза Ф. Мартинса 1840 года, в которой также приводилось описание ледниковых систем Шпицбергена и сравнение их с ледниками в Швейцарии и Норвегии. В дальнейшем архипелаг посетил О. Торелль (1858, 1861 гг.), работы которого сыграли существенную роль в становлении и укреплении ледниковой теории. (Ingolfsson, 2013).

Разработка общей стратиграфии четвертичных отложений архипелага началась во второй половине XX века, когда Р.В. Фейлинг-Хассеном было проведено детальное изучение террасового комплекса Билле-фьорда и Сассен-фьорда с получением радиоуглеродных датировок малакофауны морских террас. На основе этих данных была составлена первая палеогеографическая схема голоцена. Р.В. Фейлинг-Хассен 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) (Feyling-Hassen, 1955). В дальнейшем, значительное число работ было посвящено изучению морских террас на Шпицбергене, среди которых наиболее значимы работы Сакса, 1948; Яна, 1961; Семейского, 1965; Троицкого, 1967; Лаврушина, 1969; Шарина, 2014; Формана, 2004; Ландвика, 1987 и др.

На основе данных, полученных в ходе многолетнего изучения ископаемой голоценовой малакофауны можно судить об изменении температурных показателей в послеледниковье (Mangerud, Svendsen, 2017).

Изучение краевых моренных образований позволило исследователям получить новые данные о развитии ледниковых систем и выделить несколько ледниковых стадий в течение голоцена.

- этап «древних моренных гряд» (стадия хорнсунн) около 10 тыс. С14 л.н. А. Ян (1961),
- стадия факседален около - 10-11 тыс. С14 л.н. (Л.С. Троицкий, 1967)
- стадия магдалене-фьорд - около 2.5 тыс. С14 л.н. (Я. Щупрычинский, 1968) Однако полученные позже радиоуглеродные датировки ставили под сомнение возраст образований, по которым они выделялись (Оледенение ..., 1975; Гляциология ..., 1985).
- стадия дамес-морены – около 7.8 тыс. С14 л.н.
- стадия пассдален - около 5 тыс. С14 л.н.; прямые датировки отсутствуют) (Л.С. Троицкий, 1967).
- грён-фьорд - 3-2.5 тыс. С14 л.н. (Л.С. Троицкий, 1967)..

На данный момент подтверждена только стадия трескелен (малый ледниковый период; 800-100 С14 л.н.), следы которой хорошо выражены перед краями современных ледников. Стадия трескелен была максимальной за весь голоцен (Кокин, 2010).

Наиболее полная летопись палеогеографических событий в верхнем плейстоцене-голоцене на архипелаге Шпицберген заключена в опорных разрезах (рис.9)



Рис. 9 Ключевые разрезы на архипелаге Шпицберген,
(карта Ingolfsson, 2013)

В течение последних десятилетий XX века XIX проведено детальное изучение перечисленных ключевых разрезов, с получением датировок и последующей корреляцией данных. (Mangerud et al., 1998).

Еще в XX веке предпринимались попытки создания обобщенной реконструкции развития природной среды для всего Шпицбергена.

Одной из первых детальных палеогеографических моделей голоцена является модель развития природной среды, составленная Л.С.Троицким , Т.Г. Суровой (Сурова и др., 1981) , в основе которой лежат новые палинологические данные и обобщенные результаты имеющихся на тот момент исследований. (Рис. 10)

В 1994 Х. Биркс составила модель эволюции ландшафтов Шпицбергена (Birks,1994) (рис. 11)

Палеогеографическая схема голоцена Шпицбергена

Периоды	Рубежи в годах	Радиоуглеродные датировки	Палеогеографическая обстановка	Ледниковые стадии	Пыльцевой тренд по Х.Хюваринену [9]	Стратиграфия морских террас по Р.Фейлинг-Ханссену [7]	Гренландия, Сьюресби-зунд 70° с.ш. по С.Фундеру [8]	
Субатлантический	2500	620 ± 80 (U-262) 1390 ± 70 (U-261)	Развитие <i>Salix polaris</i> . Климат несколько влажнее современного	стадия трескелен	[График пыльцевого тренда]	самые низкие террасы	субрецидный период	Salix arctica Cassiope tetragona
Суббореальный		2700 ± 110 (ГИН-415)	Развитие осоковых ассоциаций. Минимальное участие кустарничковых	стадия грёнфьорд		нижняя терраса Astarte	теплый период	
		По изученным торфяникам данные отсутствуют						
	5000	4700 ± 60 (T1n-427)	Деградикация кустарничковых и развитие осово-элановых ассоциаций	стадия пассдален?	[График пыльцевого тренда]	верхняя терраса Astarte	период	Betula nana
Атлантический		5470 ± 70 (T1n-428) 5570 ± 60 (T1n-436)	Максимальное развитие <i>Betula nana</i> Интенсивное торфообразование Климат теплее современного Климатический оптимум 5000-5500 лет назад	стадия дамесморена				
	8000	7965 ± 80 (T1n-268)						
Бореальный		8260 ± 80 (T1n-269) 8670 ± 60 (T1n-362)	Развитие осоковых ассоциаций Умеренное торфообразование				пионерная растительность	
Пребореальный	?	10360 ± 260 (T1n-270)	Развитие осово-элановых ассоциаций. Климат холоднее и засушливее современного			терраса Mya	умеренный период	
Поздний дриас	10400					Mya Saxicava	холодный период	

Рис. 10 Модель развития природной среды Архипелага Шпицберген в послеледниковье (Сулова и др., 1981)

Хроно-стратиграфия		Позднеледниковые изменения природной среды на архипелаге Шпицберген				
		Климат	Растительность	Оледенение	Геоморфология, почвы и др.	
Голоцен	Голоцен	9	Летние Т на 1-2 ° теплее (6 °)	Большое разнообразие	Ледники меньше современных	Существенная роль ледниковой экзарации
		10		Редкие арктическая виды	Быстрое таяние ледников на в. и центр	Стремительное падение у.м
Поздний плейстоцен	Поздн. Дриас	11	Холодно и сухо. Температура воздуха около 3-4°С на з. побережье.		Не зафиксировано роста ледников на З. Шпицбергене. На в. – уменьшение таяния	↑ Стабильный у.м ↓ Падение у.м.
		12	Температура около +5 - близко к совр.		Ледники на З.Ш. сжи – меньше совр.	↑ Стабильный у.м ↓ Широкое распространение мерзлоты
	Поздний плейстоцен	13	Резкое потепление		Стремительное отступление ледников на З	
			Холодно, температура около 0		Холодно, температура около 0	Экзарация Мерзлота на нунатаках

Рис.11 Схема развития архипелага Шпицберген в позднеледниковье (Birks,1994, Перевод автора)

В последнее время вследствие развития инструментальной базы позволяющей производить глубоководное бурение, все большее внимание уделяется изучению донных отложений фьордов и континентального шельфа. На основе изучения литологического состава кернов, отобранных в различных частях залива Ис-фьорд, Форвиком (Forwick et al., 2009) была разработана модель развития ледникового покрова акватории залива и его побережий (рис.12). Выделение ледниково-морских осадков в кернах на западном шельфе и континентальном склоне позволяет реконструировать

границы оледенения во время последнего ледникового максимума (Landvik et al., 2005).

Изучение морских отложений северной Атлантики позволило выявить 1470-летние (1470 ± 500 лет) циклы (циклы Бонда). Согласно этой теории периодически холодные воды Северного-Ледовитого океана проникают дальше на юг, что хорошо фиксируется в донных осадках (изменение гранулометрического состава вследствие айсбергового разноса, изменения в микропалеонтологических спектрах, изотопном составе) (Bond et al., 1997, 2001).

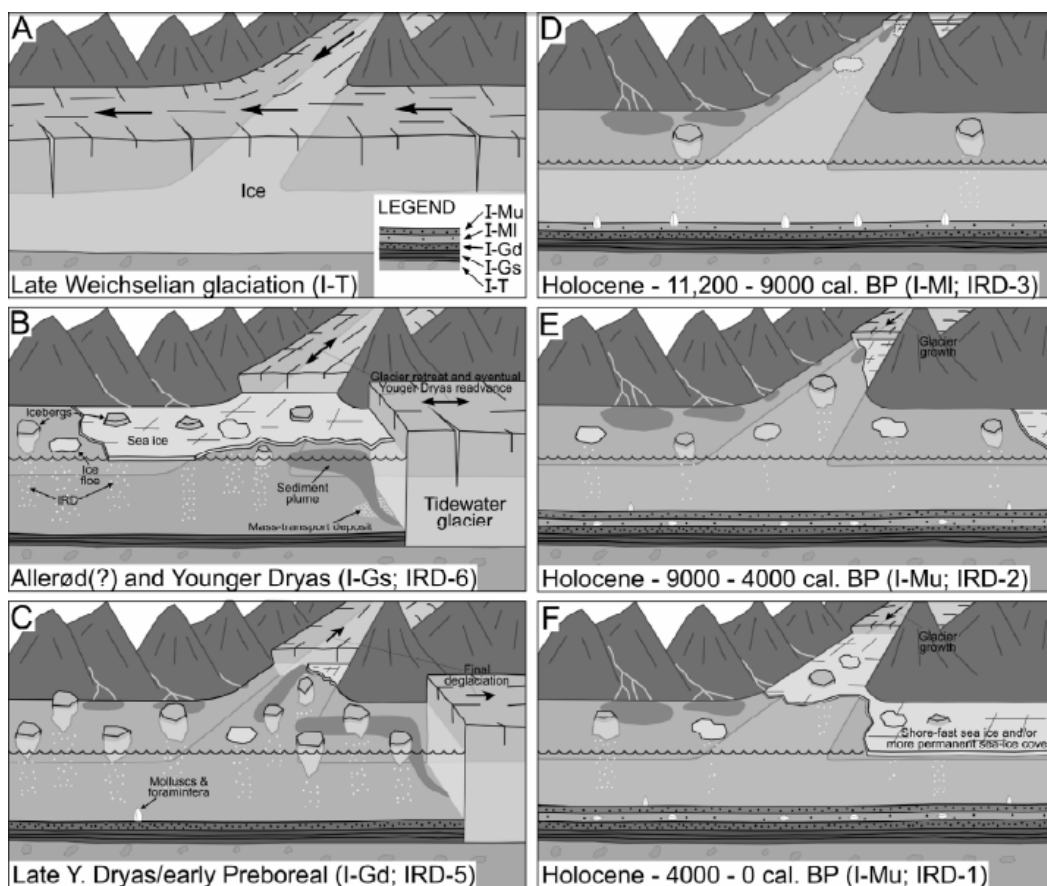


Рис. 12 Развитие ледникового покрова залива Ис-фьорд в послеледниковье (Forwick et al., 2009)

На основе анализа большого количества данных Х. Ваннером была выявлена серия глобальных похолоданий в голоцене: 8200 кал.л.н., 6300

кал.л.н., 4700 кал.л.н., 2700 кал.л.н., 1150 кал.л.н., 550 кал.л.н.. (Рис. 13)
(Wanner, 2011).

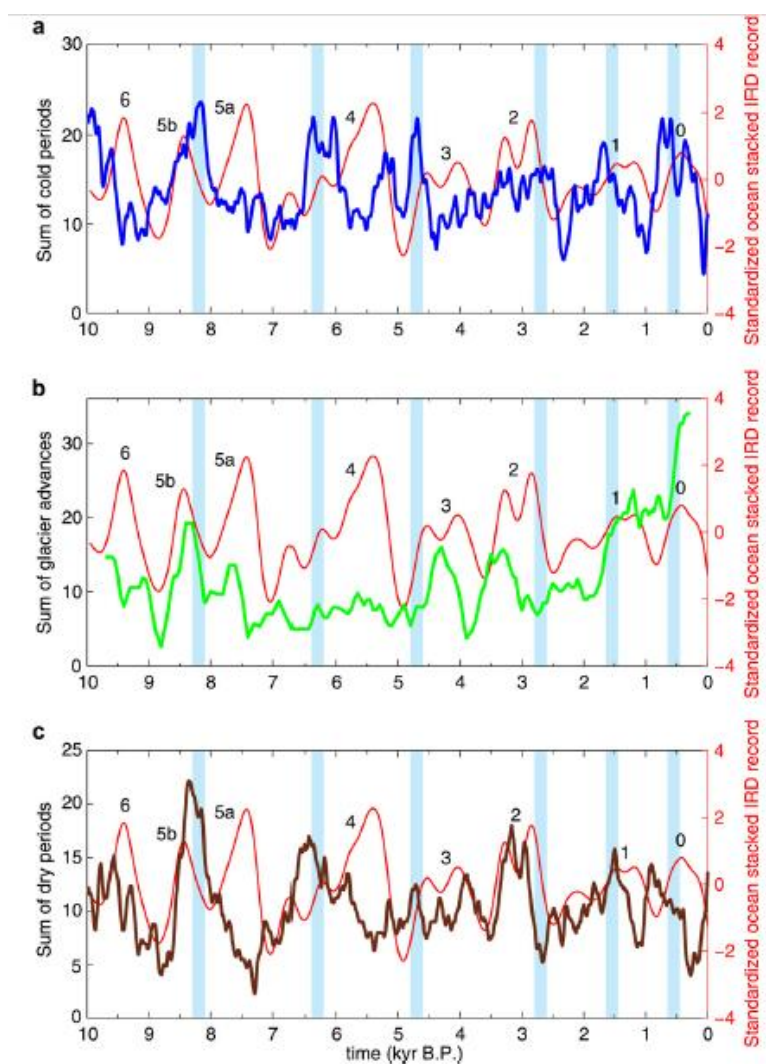


Рис.13.. Результаты обобщения данных глубоководного бурения, изменение природной среды в голоцене: а- холодные периоды; в- активность ледников, с- колебания влажности (Wanner, 2011)

Таким образом, за длительный период накопления знаний о палеогеографии Шпицбергена и окружающих территорий были получены различные сведения об эволюции природной среды в регионе, в том числе данные о климатических параметрах, изменении уровня моря, новейшей тектонике и гляциоизостазии, динамике ледникового покрова и т.д.

2.2 Палеоботанические исследования

Палеоботанические исследования отложений Шпицбергена предоставляют важную информацию о развитии природной среды архипелага в голоцене и позволяют получить наиболее детальные представления ландшафтах прошлого. Количество объектов, пригодных для палеоботанических изысканий ограничено.

Еще в начале XX века Г. Андерссоном были сделаны первые находки торфяников, мощностью до 2 метров. В 1960 году А. Шродоном для района Хорнсунна и Э.М. Зеликсон в 1971 (Зеликсон, 1971) для района Семмельдален выполнены спорово-пыльцевые анализы и получены первые радиоуглеродные датировки, позволившие отнести изучаемые отложения к позднему голоцену. По результатам палинологических исследований донных отложений озер на севере о. Западный Шпицберген и Северо-Восточной Земли Х. Хювариненом к 1970 году был получен первый датированный спорово-пыльцевой профиль для всего голоцена (Hyvarinen, 1970). В дальнейшем на основании изучения реликтовых торфяников в долинах Рейндален и Адвентдален, описанных Л.С.Троицким, Т.Г. Суровой и др. впервые была построена палеогеографическая схема голоцена (Сурова и др., 1982). В качестве основы в данной схеме послужила шкала Блитта-Сернардера, которая была разработана для плейстоцена – голоцена севера Европы. В дальнейшем при палинологических изысканиях данная схема применялась редко и зачастую встречается в статьях русских исследователей. Кроме того, в 80-х годах XX века советскими исследователями были изучены реликтовые торфяники в долинах Колесдален и Грендален. Изменения в прошлом растительном покрове и климатических условиях были реконструированы с конца позднего ледникового периода до субатлантического периода (Серебряный и др., 1984, 1993).

Важный вклад в общую систему знаний о развитии растительности на архипелаге Шпицберген внес нидерландский исследователь Ван Дер Кнаап с 1985 по 1991 (Кнаап, 1985,1986,1987,1988,1989,1990,1991). Он определил,

что профили небольшой толщины также могут быть источниками интересной информации. Особое внимание было уделено изучению поверхностных проб.

В районе Нью-Олесун В.Д. Кнаап изучил торфяник, мощностью 1 м, реконструировав изменение растительности за период ~4400-800 С14 л.. При составлении палеоботанических реконструкций в районах Медден и Агарддален использовался осадок, так называемых скуанских курганов – торфяных возвышений, используемых поморниками для наблюдения за гнездом. Кроме того, В.Д. Кнаап использовал отложения под птичьими базарами, выявил время появления оленей на архипелаге ~ 6700-5000 С14 л.н. по спорово-пыльцевому анализу субфоссильных экскрементов оленей.

Также проводились палеоботанические изыскания на островах Майен и Эдж.

В 1994 году норвежский исследователь Х.Биркс представила новую схему развития климата и растительности на архипелаге Шпицберген в позднеледниковье. (Рис.11) (Birks,1994), в основу которой помимо прочего были включены результаты палеоботанических изысканий 1991 г. В районе Линнедален (оз. Скардьерна) (Birks,1991). Изучение макроостатков озерных отложений позволило выявить наиболее благоприятный период в голоцене – около 8 тыс.С14 л.н.

В начале текущего столетия, выделяются работы российского палинолога М.В. Дорожкиной, проводившей изучения торфяников на мысе Фуглехукен (Дорожкина и др., 2007), в окрестностях озера Нурдамен (Дорожкина, 2003), близ горы Сутурфьелла (Дорожкина, 2005). На основе анализа полученных данных была составлена схема развития растительности на о. Западный Шпицберген, охватывающая последние ~ 5000 С14 лет.

Наиболее полный обзор предшествующих палеоботанических изысканий приводит в своих работах чешский палинолог В. Яковская (Jankovská, 1994, 2017).

2.3 Послеледниковые изменения природной среды в районе поселка Баренцбург

Во время последнего ледникового максимума около 20 тыс. кал. лет назад ледниковый покров занимал значительные территории включающие, в себя Северо-Запад Европы, а также большую часть Баренцевоморского шельфа, прилегающие острова, в том числе архипелаг Шпицберген. (Рис. 14) (Svendsen et.al, 2004)

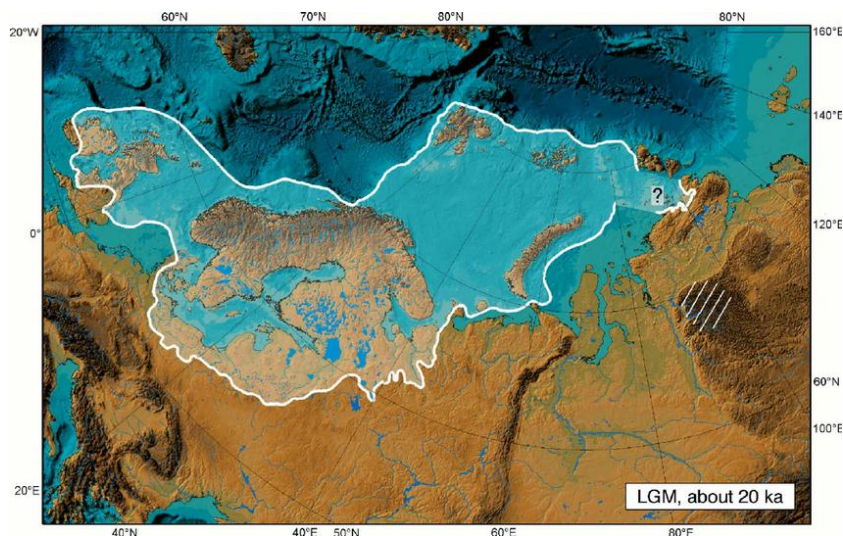


Рис. 14 Реконструкция ледникового покрова во время последнего ледникового максимума (Svendsen et.al, 2004)

Оледенение достигало края континентального шельфа к западу от архипелага. (Landvik et al. , 1998) По данным ряда исследователей (Houmark-Nielsen and Funder, 1999) в этот период существовали свободные от ледника участки на западном побережье островов. Тем не менее, эти сведения опровергаются данными модели ледникового покрова предложенной Ламбеком (Lambeck, 1996), согласно которой толщина льда здесь превышала отметки 800 метров, и результатами изучения ледниково-морских образований к западу от острова Западный Шпицберген (Landvik et al. , 2005). (Рис. 15)

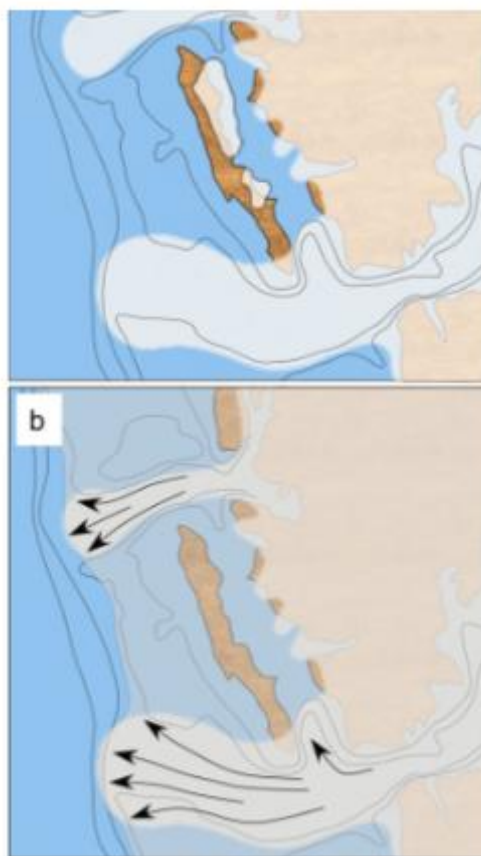


Рис. 15 Реконструкция оледенения Западного побережья Шпицбергена во время последнего ледникового максимума: а – по данным Houmark-Nielsen and Funder, 1999, в - Lambeck, 1996 (Ingolfsson, 2012)

Дегляциация Баренцевоморского ледникового щита происходила 15 – 14 тыс. кал. л.н. (Landvik et al. , 1998), однако по данным изучения кернов донных образований, уже 20 кал. тыс.л.н. на континентальный склон к западу от архипелага Шпицберген поступало значительное количество талой воды (Jessen et al., 2010).

К ~12 - 14 тыс. кал. л н большая часть центральной части Баренцева моря была свободна ото льда, в то время, как крупные участки суши все еще были покрыты ледником. Дегляциация этих пространств происходила до ~14 - 10 тыс. кал. л.н. (Landvik et al. , 1998).

Период с ~ 14 - 13.5 тыс. кал. л.н. характеризовался крайне нестабильными климатическими условиями, тем не менее, дегляциация окружающих пространств продолжалась, в океан поступало большое количество талых вод (Mangerud, Svendsen, 2017).

Ледниковый покров начал отступать с акватории Ис-фьорда до 12.7 тыс. кал. л.н. (Рис. 12 -А), полностью деградировав к 11.2 тыс. кал. л.н. (Forwick et al., 2009). К 12,5 тыс.л.н. большая часть территории западного побережья о. Западный Шпицберген освободилась от льда, в том числе долина оз. Линне (Svendsen et. al., 1987)

В целом климатические условия в период 11.2 – 9 тыс. кал. л.н были благоприятными, вероятно уровень солнечной радиации превышал современный. Температура воздуха 11 тыс. кал. л.н. была выше на 2-2,5°C (Mangerud, Svendsen, 2017)

13 – 10.5 тыс. кал. л.н. (Forman et al.,1990) уровень моря был значительно выше современного (до 50 – 60 м). Сам залив глубоко вдавался в сушу (Шарин и др., 2014). Многие ледники, в том числе Гренфьордбреен выходили в воды залива. (Кокин и др, 2017) До 10.6 – 10 тыс. кал. л.н продолжалось быстрое изостатическое поднятие региона. (Mangerud et al., 1990). Изоляция озера Линне от морских вод приходится на 9.6 тыс. кал. л.н. (Snyder. 1999).

Постепенно продолжалось общее потепление климата. 10 – 9.2 тыс. кал. л.н. температура воздуха в регионе превышала современную на 6°C (Mangerud, Svendsen, 2017). Возрастало влияние теплых вод Атлантики на западное побережье Шпицбергена (Jessen et. al., 2010).

В период с 9.8 до 8.2 тыс. кал. л.н. регистрируется вероятное поступление холодных вод с севера, с чем связано небольшое похолодание(Mangerud, Svendsen, 2017).

8 – 4 тыс. кал. л.н после повышения уровень моря начал постепенно падать (Шарин и др., 2014). В этот период отмечаются наиболее благоприятные климатические условия. 8 тыс. кал. л.н. по палеоботаническим данным – самый благоприятный период на западном побережье острова. Количество поступающей солнечной радиации превышало современные значения в этих широтах на 8 % (Birks, 1991). При

этом к 6.2 тыс. кал. л.н. началось постепенное похолодание (Mangerud, Svendsen, 2017).

В позднем голоцене (4 –1 тыс. кал. л.н.) уровень моря был ниже современного. Это обусловило формирование вдоль побережья Гренфьорда и южного побережья Исфьорда морских абразионных террас, ныне расположенных на глубинах до –10 м; в кутовой части залива Гренфьорд накапливались мощные толщи прибрежно-морских отложений, ледники в этот период сокращались в размерах, возможно, исчезая полностью (Шарин и др., 2014).

В малом ледниковом периоде (800–100 кал. л. н.) относительный уровень моря был близок современному, ледники Гренфьорд и Альдегонды характеризовались наибольшим распространением, формируя напорный вал и котловину выпахивания в кутовой части залива (ледник Гренфьорд) и валы конечно-моренных гряд (ледник Альдегонды) (Кокин, 2017, Шарин и др., 2014).

Глава 3 Материалы и методы

Для выполнения поставленных целей использовались полевые материалы, полученные в ходе работ Палеогеографической партии ААНИИ в окрестностях поселка Баренцбург (о. Западный Шпицберген, 2015, 2017 гг.).

В основу настоящей работы легли аналитические исследования четвертичных образований приустьевой части долины Грендален, вскрытые в разрезе ГД-1 (Рис.16), который был изучен С.Р. Веркуличем. Сам разрез приурочен к первой надпойменной террасе р. Грен на правом борту долины Грендален (рис. Фото долины). Абсолютная высота кровли разреза около 16 м над уровнем моря. Мощность вскрытых четвертичных образований составила 3.7 м.



Рис. 16. Разрез GD-1 (Фото Веркулич С.Р, 2015)

3.1 Литостратиграфическое описание разреза Грендален «GD-1»

Далее представлено литостратиграфическое описание вскрытых толщ (фото разреза) (сверху вниз), выполненное в ходе полевого сезона 2015 года С.Р. Веркуличем:

- 0 - 7 см - оторфованная подстилка, представленная современным растительным покровом и слаборазложившимися растительными остатками;

- 7 - 17 см - бурый, неоглееный, бесструктурный горизонт, местами наблюдаются зачатки криогенной текстуры, рыхлый, с большим количеством включений корней растений, мелкообломочного материала (мелкого гравия, щебня, до 1 см), граница неровная, переход постепенный;

- 17 – 35 см - опесчаненная супесь, серовато-бурого цвета, бесструктурная с большим количеством включений корней растений и мелкообломочного материала.

- 35 – 50 см - окисленный глей, окраска слоя пятнистая – на сером фоне охристые пятна, горизонт бесструктурный, наблюдается среднее количество включений корней растений, мелкие очаги сегрегации железа, прослоев торфа не встречается.

- 50 – 58 см - легкий суглинок, редуцированный глей, бесструктурный, окраска слоя серо-сизая однородная, наблюдаются включения органического материала, представленные растительными остатками разной степени разложения.

- 58 – 66 см – окисленный глей, имеющий неоднородную окраску (на сером фоне охристо-бурые пятна). Для пачки характерно большое количество включений растительных остатков, представленных корнями и мхом;

- 66 – 67 см - ровный прослой погребенного торфа, темно-бурого цвета, наблюдаются слаборазложившиеся остатки мха и трав (предположительно выделяется осока).

- 67 – 90 см - легкий суглинок/супесь, окраска однородно сизо-серая, верхняя часть пачки бесструктурная, с большим количеством включений

растительных остатков, нижняя часть характеризуется уменьшением количества органики и пластинчатой структурой.

- 90 – 120 - чередование минеральных и торфяных слоев (с включениями слаборазложившегося мха), наблюдаются признаки оструктурирования (слоистостая и мелкокомковатая). На глубине около 110 см зафиксирован прослой обломочного материала, размерностью до крупного щебня.

- 120 – 155 см - легкий суглинок/супесь, серо-сизой однородной окраски с отдельными охристыми пятнами, бесструктурный, наблюдается общее уменьшение количества включений растительного материала, встречаются в виде редких включений корней растений.

- 155 – 310 см – толща слабоокатанного грубообломочного материала, представленного гравийно-галечным материалом, характеризуется субгоризонтальной слоистостью.

- 310 – 315 см – линза, представленная окатанной галькой буровато-охристого цвета, с тонкодисперсным вмещающим материалом;

- 315 – 320 см - сизовато-темно серый, бесструктурный, легкий суглинок, влажный, граница слабоволнистая.

- 320 – 345 см – легкий суглинок, к супеси, окраска неоднородная - на серовато-буром фоне охристые и сизые пятна, слабо оструктуренный, на минеральных агрегатах встречаются органо-минеральные кутаны, редкие включения органических остатков. На глубине 335 см наблюдается прослой (5 см) хорошо оструктуренного материала, имеющего плитчато-слоистую структуру, и представленного легким суглинком, повсеместно по граням структурных отдельностей встречаются органо-минеральные образования, растительные остатки, шпирь льда;

- 320 – 345 см - сизовато-темно серый, супесчаный – легко-суглинистый горизонт, слабооструктуренный, с небольшим количеством включений растительных остатков. Есть вероятность перемещения этого

материала по склону с оползнем, в боковой стенке прослеживается косое залегание.

На основе данного литостратиграфического описания автором настоящей работы была построена литологическая колонка отложений разреза GD-1.(рис.17), в которой также обозначены места отбора образцов.

На спорово-пыльцевой анализ, было отобрано 20 проб из каждого горизонта. Кроме того по всей мощности четвертичных образований были отобраны пробы на радиоуглеродное датирование, на диатомовый и геохимический анализы.

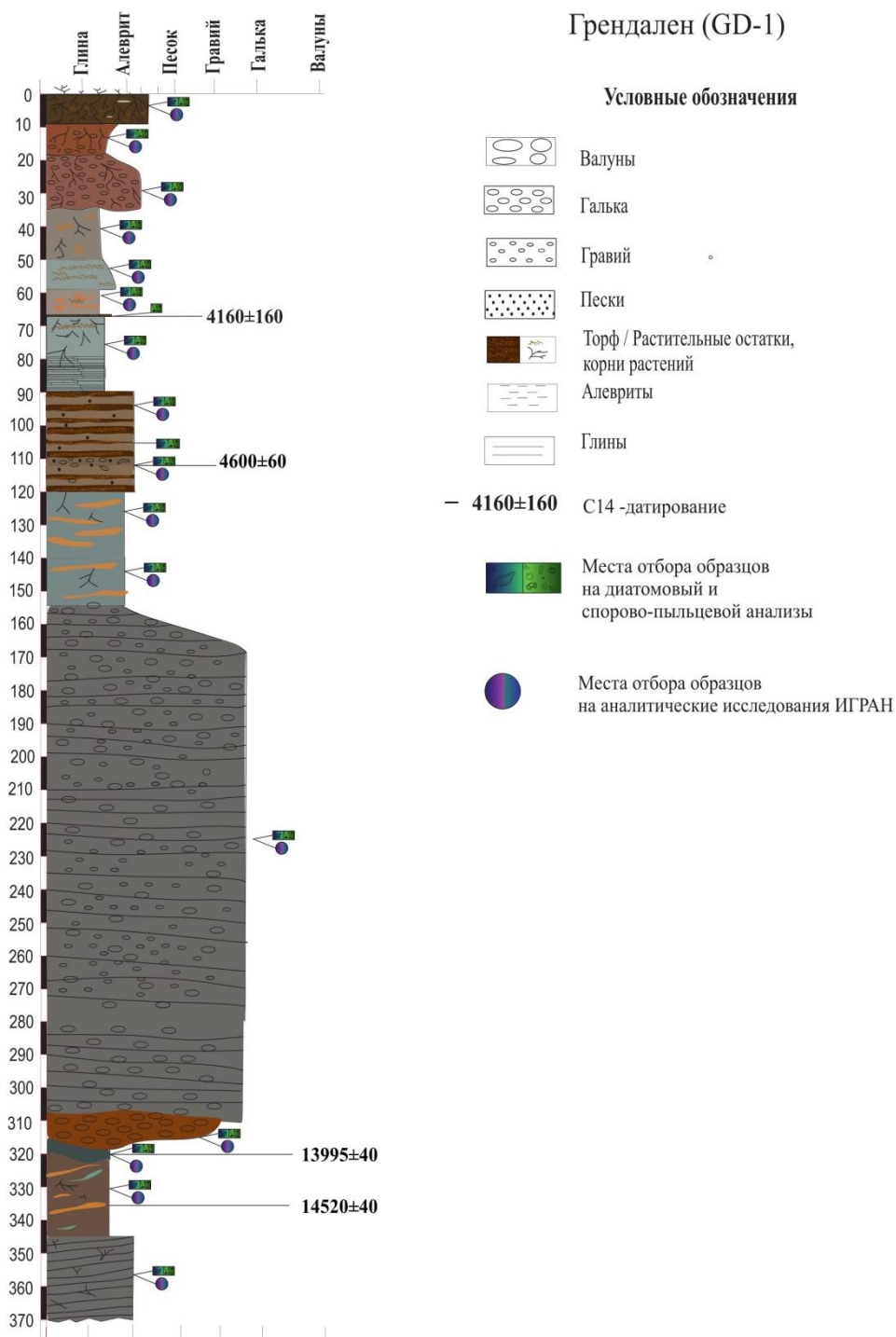


Рис.17 Литологическая колонка с местами отбора образцов

3.2 Спорово-пыльцевой анализ четвертичных образований

Спорово-пыльцевой анализ 20 образцов, отобранных в толще четвертичных образований разреза GD-1, был выполнен автором в научной лаборатории «Геоморфологических и палеогеографических исследований полярных регионов и Мирового океана» им. В.П. Кепена, СПбГУ под руководством научного руководителя. Савельевой Л.А.. Предварительная

химическая обработка образцов проведена по стандартной методике обработки минеральных проб с применением тяжелой жидкости с удельным весом 2, 29 г/см³ (Гричук, Заклинская, 1948).

Стандартная методика включает в себя следующие этапы химической обработки:

1. Проверку проб на содержание карбонатов. Является обязательным предварительным этапом. Для его осуществления на поверхность пробы добавляют 1-2 капли раствора 10% соляной кислоты (HCl). В случае, если в местах попадания кислоты наблюдается вскипание и характерное потрескивание, обработку образца начинают с удаления карбонатов. Все изученные пробы содержали примесь карбонатов или же являлись сильнокарбонатными.
2. Растворение карбонатов. В стакан с пробой осторожно по капле вливается небольшая порция 10% раствора соляной кислоты. По завершении реакции добавить еще порцию раствора и снова дать реагировать. В ходе данной процедуры лишняя пена удаляется добавлением нескольких капель ацетона. Для увеличения скорости реакции образцы с малым количеством карбонатной примеси подвергались нагреву, что значительно ускорило процесс лабораторной подготовки проб. Процесс обработки раствором соляной кислоты продолжается до полного растворения карбонатов.
3. Избавление пробы от кислоты. После полного растворения карбонатов полученная суспензия заливается холодной водой. Готовому раствору с осадком необходимо настояться от 2 часов и до 1 дня, после чего часть раствора сливается, в стакан с пробой добавляется порция чистой воды. Далее проба вновь отстаивается (около 2 часов) до полного осаждения, после чего вновь часть раствора сливается. Процедура повторяется неоднократно до тех пор, пока осадок не будет отмыт от кислоты. Это можно проверить с помощью рН-индикаторов. По завершении процедуры слить избыток воды.

4. Растворение органических веществ. Данный процесс осуществляется с помощью горячего 5-10% раствора щелочи (чаще всего используется NaOH, реже - KOH), который эффективен как при обработке почвенных проб, так и для удаления органического материала, попадающего в минеральные пробы и засоряющего препараты. В ходе проведения данной процедуры был использован холодный раствор 10% щелочи NaOH. Полученные суспензии были доведены до кипения, после чего, для лучшего растворения органических веществ, кипятились 3 минуты. По приобретении пробками комнатной температуры, последние заливались водой.
5. Избавление проб от щелочного раствора. Процедура в целом аналогична очищению проб от кислотного раствора, но сам процесс более длительный. Избыток раствора сливается осторожно. Процедура повторяется до получения прозрачного столба воды и раствора с рН около 6. Далее осадок пропускается через сито, после чего переносится в центрифужный стакан или пробирку. Центрифугированием удаляется лишняя вода, после чего проба сушится несколько часов.
6. Обработку тяжелой жидкостью. В центрифужный стакан или пробирку с высушенной пробой добавляется тяжелая жидкость. При химической обработке проб нами была использована тяжелая жидкость с удельным весом 2,29 г/см³. После тщательного перемешивания каждая проба откручивалась на центрифуге около 10 минут при скорости 1500 оборотов в минуту. После завершения данной процедуры органическая фракция осторожно переливается в чистые стаканчики и заливается водой (на одну часть суспензии – 9-10 частей воды), добавляется 1-2 капли соляной или уксусной кислоты. Полученный раствор с осадком отстаивается не менее 12 часов, прозрачный раствор сливается, после чего оставшийся осадок собирается в пробирки центрифугированием. В пробирке осадок неоднократно промывается водой от тяжелой жидкости, затем заливается глицерином.

Вследствие наличия большого количества пелитовых частиц в пробах после химической обработки дополнительно использовалась очистка при помощи ультразвуковой ванны (Сwynar, 1979). Определение и подсчет микрофоссилий выполнены с использованием микроскопа Микромед 3 с увеличением 400.

3.3 Дополнительные аналитические исследования: радиоуглеродное датирование; диатомовый анализ и анализ содержания непыльцевых палиноморф

При изучении четвертичных образований для получения наиболее достоверных данных о развитии природной среды в прошлом необходимо использовать различные методы геологии, геоморфологии и палеогеографии. Сопоставление результатов аналитических изысканий позволяет не только уточнить полученные сведения, но и наиболее детально представить модель развития региона за определенный промежуток времени.

Основополагающим методом для настоящей работы является спорово-пыльцевой анализ четвертичных образований, с последующим изучением содержания непыльцевых палиноморф. Дополнительные данные были получены при анализе диатомовых комплексов и радиоуглеродном датировании.

В ходе проведения палинологического анализа было выявлено содержание водных палиноморф представленных динофлагеллятами (*Dinoflagellata*) и нитчатými водорослями.

Динофлагелляты - одноклеточные микроорганизмы, обитающие практически во все типах континентальных и морских водоемов. В морях Евразийской Арктики они наряду с диатомеями являются основным компонентом фитопланктона и играют ведущую роль в создании первичной продукции. Клетки динофлагеллят подвержены быстрому разрушению,

однако жизненные циклы некоторых видов включают стадии покоя, называемые цистами.

Цисты динофлагеллят состоят из органического вещества диноспорина, который по своим свойствам и составу близок к оболочкам пыльцы и спор растений, чем обусловлено сохранение их цист в осадках. (Taylor, 1987; Околотков, 2000, Ключевиткина, и др, 2009).

Большинство известных к настоящему времени видов динофлагеллят (около 90% видов) относится к морским организмам (Taylor, 1987, Ключевиткина, и др, 2009), что позволяет предположить о морском генезисе отложений, в пробах которых обнаружены их цисты.

Среди находок водорослей определены зигнемы.(рис.18) Водоросли данного порядка чрезвычайно распространены во всех пресных водоемах Земного шара. Появление в образцах данных микрофоссилий явно свидетельствует о пресноводных условиях.

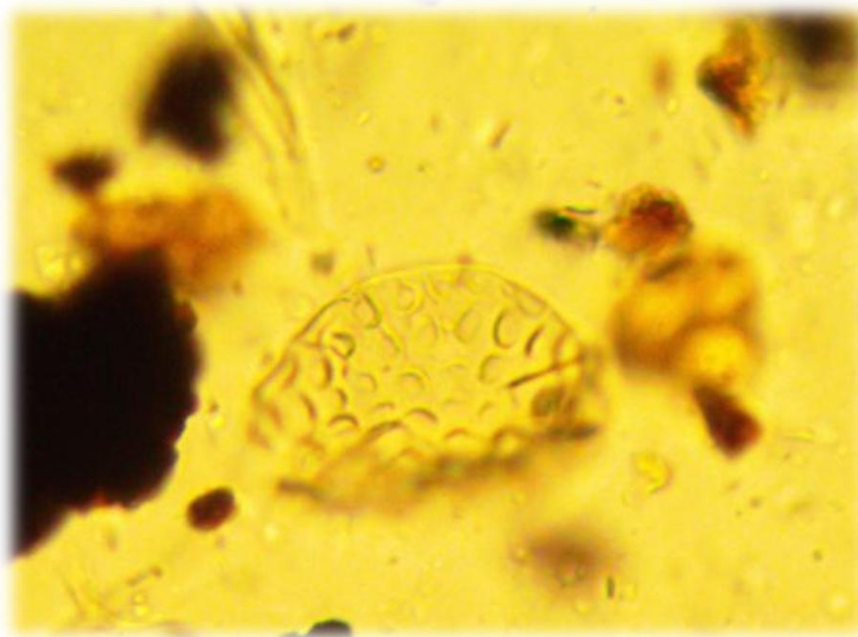


Рис. 18. Ископаемые пресноводные водоросли *Zygnema* под микроскопом

Диатомовый анализ четвертичных образований «GD-1» выполнен сотрудником отдела «Географии полярных стран» ААНИИ, Пушиной З.В..

Радиоуглеродный анализ выполнен в ЦКП "Лаборатория радиоуглеродного датирования и электронной микроскопии" под руководством Э.П. Зазовской.

В настоящей работе используются как калиброванные (кал. л.н.), так и прямые радиоуглеродные даты (C^{14} л.н.).

Глава 4 Результаты лабораторных исследований

4.1 Результаты палинологического анализа

По результатам спорово-пыльцевого анализа построена диаграмма (рис.19). Процентное содержание каждого таксона рассчитано от общей суммы пыльцы наземных растений.

Насыщенность препаратов микрофоссилиями низкая. В интервале от 0 до 150 см количество микрофоссилий колеблется от 50 до 250 зерен, а в интервале от 120 см до 370 см обнаружены лишь единичные зерна пыльцы и спор за исключением образца на глубине 140-150 см, в котором подсчитано 60 пыльцевых зерен. В полученных спорово-пыльцевых спектрах присутствует пыльца как местных растений (*Betula sect. Nanae*, *Salix*, *Cyperaceae*, *Poaceae*, *Caryophyllaceae*, *Ranunculaceae*, *Polemonium* sp., *Rumex* sp. и др.), так и дальнезаносная (*Pinus*, *Alnus fruticosa*). В группе трав было определено всего 14 типов пыльцы, среди которой постоянно доминировали только 2 таксона – *Cyperaceae* и *Poaceae*. В подавляющем большинстве проб содержатся углистые частицы, дочетвертичные микрофоссилии плохой сохранности и динофлагелляты.

Количество дочетвертичных микрофоссилий вычислено от общей суммы четвертичной пыльцы и спор.

По характерным изменениям в составе спорово-пыльцевых спектров и соотношению основных доминантов на диаграмме выделено 4 пыльцевые зоны (снизу вверх).

Палинозона 1 (370-120 см). Насыщенность препаратов пыльцой и спорами крайне низкая, преобладают древние переотложенные, сильно минерализованные и уплощенные микрофоссилии темно-коричневого цвета. Пыльца и споры четвертичного возраста единичны, в препаратах много углистых частиц. В образцах с глубин 345-370 см, 320-345 см, 310-315 см обнаружены динофлагелляты, предположительно дочетвертичного возраста.

Палинозона 2а (гл. 115-95 см) представлена спорово-пыльцевыми спектрами трех образцов, в которых на фоне господства пыльцы Poaceae (35-35%) и Cyperaceae (20-30%) содержание пыльцы *Salix* составляет около 8% и образует максимум около 25% на глубине 95-100 см. Количество пыльцы *Pinus* не превышает 5%, а *Betula sect. Nanae* – 3%. В группе трав доминирует пыльца Poaceae (35-50%) и Cyperaceae (20-30%). Споры представлены в незначительном количестве *Huperzia* sp., *Sphagnum*, Polypodiaceae. Количество древних переотложенных микрофоссилий достигает 65%.

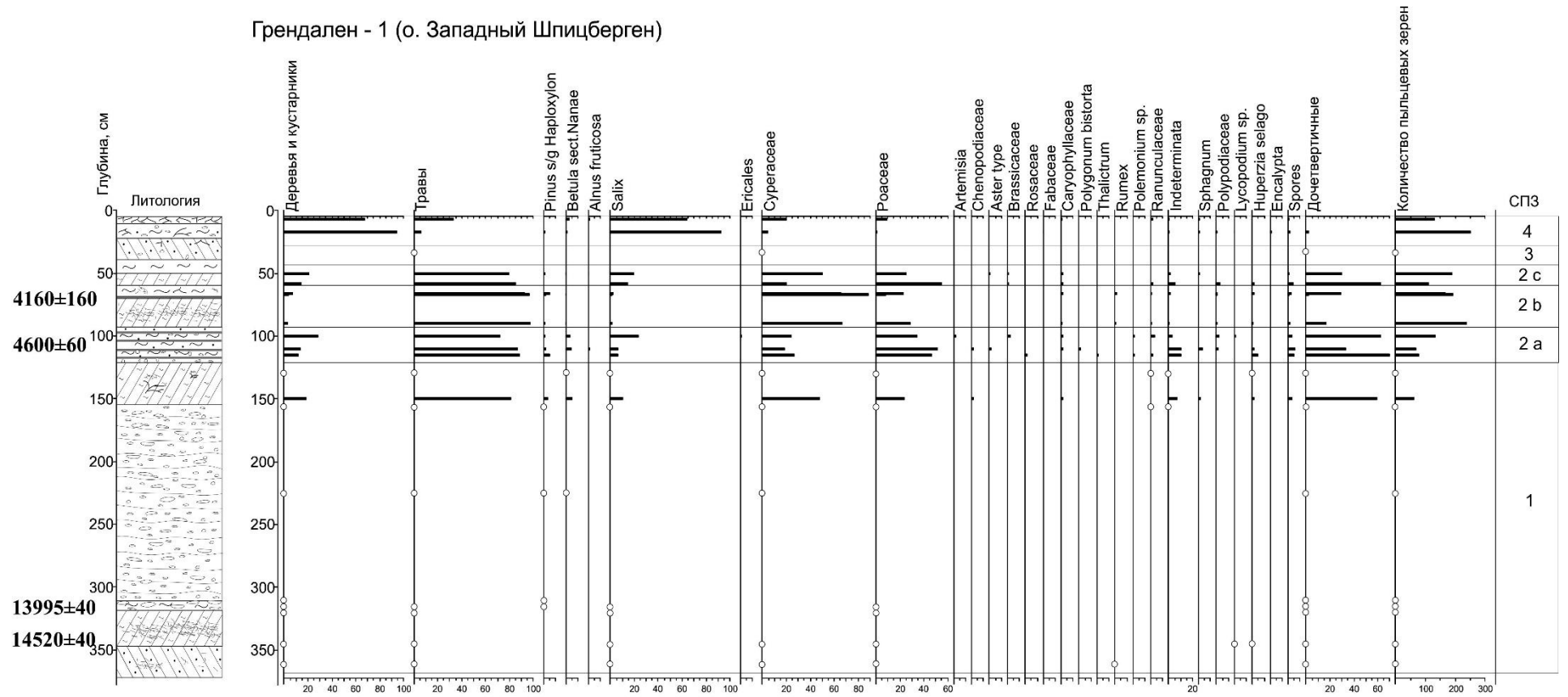
Палинозона 2b (гл. 95-58 см) также представлена спектрами трех образцов, в которых зафиксирована смена доминантов в группе трав. Преобладает пыльца Cyperaceae (65-80%), затем Poaceae (15-30%). Полностью исчезает пыльца *Betula sect. Nanae*, а количество пыльцы *Salix* сокращается до 2-3%. Количество переотложенных микрофоссилий снизилось до 20-30%.

Палинозона 2с (58-35 см) представлена спектрами двух образцов, в которых попеременно доминирует то пыльца Poaceae (55% и 25%), то Cyperaceae (20% и 50%). Количество пыльцы *Salix* вновь возрастает до 25%. Другие пыльцевые и споровые таксоны представлены единичными зернами. Содержание древних переотложенных микрофоссилий колеблется от 30% до 60%.

Палинозона 3 представлена спорово-пыльцевым спектром одного образца, отобранного на глубине 35-17 см. Обнаружено одно пыльцевое зерно Cyperaceae и 10 трудно определяемых микрофоссилий дочетвертичного возраста.

Палинозона 4 (0-17 см) характеризуется спектрами двух образцов, в которых абсолютно господствует пыльца *Salix*. Группа трав представлена пыльцой Cyperaceae, Poaceae, Caryophyllaceae, Ranunculaceae и Fabaceae. Споровые растения представлены единичными зернами *Sphagnum*, *Lycopodium* sp., *Encalypta*. Обнаружены лишь единичные древние микрофоссилии.

Грендален - 1 (о. Западный Шпицберген)



Литология, условные обозначения

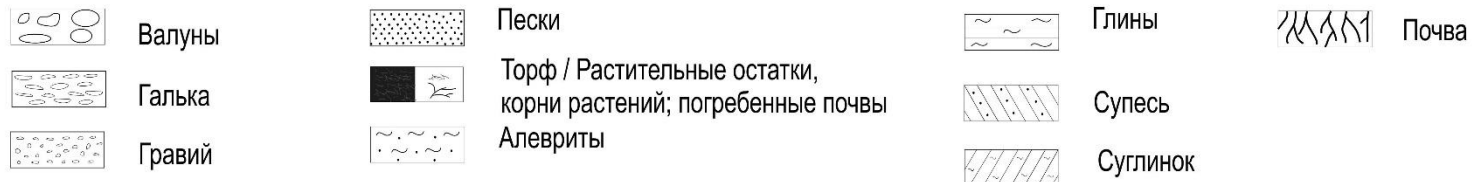


Рис. 19 Спорово-пыльцевая диаграмма разреза GD-1

4.2 Результаты дополнительных аналитических изысканий

Основополагающим методом в настоящей работе является спорово-пыльцевой анализ. Также приведены результаты диатомового анализа и радиоуглеродного датирования.

4.2.1 Анализ непыльцевых водных палиноморф:

При изучении проб на содержание пыльцы и спор были обнаружены непыльцевые водные палиноморфы, представленные цистами динофлагеллят и нитчатými водорослями типа Зигнема.

Были обнаружены цисты динофлагеллят предположительно четвертичного и дочетвертичного возраста. Основой для отнесения динофлагеллят к дочетвертичному возрасту послужила высокая степень минерализации цист и их плохая сохранность. Их находки встречаются по всему разрезу, за исключением верхних образцов (0- 35 см). Появление, предположительно, четвертичных хорошо сохранившихся динофлагеллят приурочено к образцам в нижней части разреза (310-315 см). Кроме того, единичные плохо сохранившиеся цисты встречаются на глубинах 35-58 см и 110-115 см. Отложения нижней части разреза, вероятно, имеют морской генезис. В средней части из-за плохой сохранности цист нельзя с полной уверенностью говорить о морском происхождении этих толщ.

Находки пресноводных водорослей - зигнем приурочены к глубинам 35 – 58 см, что позволяет сделать вывод о накоплении этих отложений в условиях пресноводного бассейна.

4.2.2 Радиоуглеродное датирование

Радиоуглеродное датирование 4 образцов в нижней и в средней частях разреза позволило отнести изучаемые отложения к позднему неоплейстоцену – голоцену. Ниже приведена таблица с местами отбора проб и полученными датировками (Табл. 1).

Калибровка радиоуглеродных дат осуществлялась через программу Intcal – 13.

Таблица 1. Результаты радиоуглеродного датирования

Глубина отбора образца (от дневной поверхности), см	^{14}C , л.н. (некалиброванный)	^{14}C , л.н. (калиброванный)
66-67	4160±160	4680
110-115	4600±60	5300
315-320	13995±40	17000
320-345	14520±40	17700

4.2.3 Диатомовый анализ

Результаты диатомового анализа 14 образцов из разреза были предоставлены сотрудником отдела географии полярных стран АНИИ З.В. Пушиной. На основе результатов была построена диаграмма (рис. 20) и сделаны следующие предварительные выводы о содержащихся диатомовых комплексах:

1. в интервале 345-370 см диатомей не обнаружено;
2. в интервале 315-345 см обнаружены единичные пресноводные диатомеи и обломки створок переотложенных морских диатомей;
3. в интервале 310-315 см, по установленным единичным пресноводным диатомеям можно только предположить, что существовал мелкий пресный палеоводоем;
4. на глубине 227 см (в интервале 155-310 см образец GD1/C1) диатомей не обнаружено;
5. в интервале 140-155 см: формирование этого горизонта отложений происходило в условиях пресного, ацидофильного очень мелкого водоема с некоторым поступлением аэрофильных и реофильных видов;
6. на глубине 115 см: формирование этого горизонта отложений происходило в условиях пресного неглубокого водоема с щелочной реакцией среды и с очень заметным поступлением реофильных и аэрофильных видов. Это

- поступление реофилов может отражать усиление речного стока вследствие потепления климата в среднем голоцене – 4600±60 С14 лет назад;
7. в интервале 35-67 см: по преобладанию в диатомовых комплексах пресноводных бентосных алкалифильных диатомей можно заключить о существовании мелководного холодноводного пресного водоема;
8. в интервале 17-35 см диатомовых водорослей не обнаружено;
9. в интервале 7-17 см: по составу диатомового комплекса можно заключить о существовании мелководного холодноводного пресного водоема;

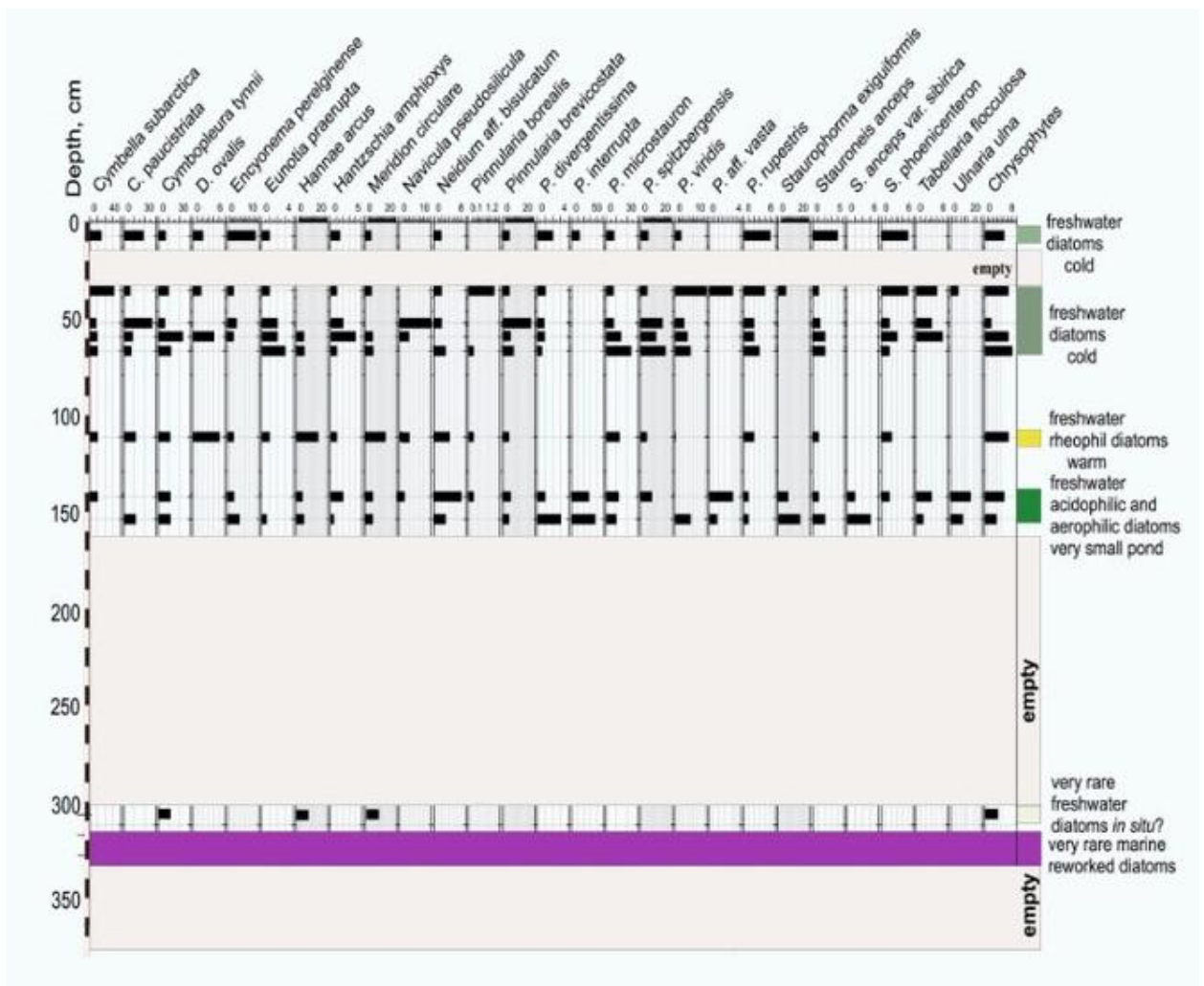


Рис. 20 Диаграмма содержания диатомовых водорослей в отложениях разреза (З.В. Пушина)

Глава 5. Реконструкция развития природной среды в районе поселка Баренцбург

5.1 Реконструкция растительности

Спорово-пыльцевой анализ вскрытых четвертичных образований позволил выделить несколько этапов развития растительности и выявить некоторые особенности условий осадконакопления в нижнем течении р. Грен в позднем плейстоцене – голоцене.

Почти полное отсутствие пыльцы и спор четвертичного возраста в интервале от 370 до 150 см (палинозона 1) может быть связано как со скудным растительным покровом, низкой продуктивной способностью растений и преобладанием вегетативного размножения в условиях крайне сурового климата, так и с высокой скоростью осадконакопления, например, в условиях морского бассейна. Наличие переотложенных микрофоссилий и углистых частиц по всему разрезу свидетельствуют о размыве древних дочетвертичных отложений и привносом аллохтонного материала на протяжении формирования всей вскрытой толщи отложений. Исключение составляют верхние 17 см отложений, которые формировались в современных условиях. Следует отметить, что не исключена возможность привноса пыльцы и спор из более древних четвертичных отложений. Палинозона 2а отражает развитие осоково-злаковых тундр с участием кустарничковых ив и берез, которое сменяется монодоминантными сообществами из представителей семейства осоковых, отдельные участки были заняты сообществами с участием злаковых (палинозона 2b). Выше по разрезу (палинозона 2 с) в составе травянистых осоково-злаковых растительных сообществ вновь появляются кустарничковые виды ив и берез. Малое содержание пыльцы и спор в толще отложений, выделенных в палинозону 3, а также обилие дочетвертичных микрофоссилий свидетельствует о неблагоприятных условиях для накопления пыльцы и спор на этом этапе.

Обилие пыльцы ивы и трав в верхних образцах (палинозона 4) отражает современную растительность – травяно-ивковую тундру.

5.2 Реконструкция развития ландшафта по результатам изучения четвертичных отложений разреза Грендален (GD-1)

При изучении четвертичных образований приустьевой части долины Грендален, вскрытых в разрезе GD-1 применялись различные методы: изучение литологического состава, диатомовый, спорово-пыльцевой анализы, анализ непыльцевых водных палиноморф и радиоуглеродное датирование.

Изучение литологии вскрытых отложений позволило сделать вывод о последовательном изменении динамики среды. Вероятно, в нижней части разреза существует перерыв в осадконакоплении, что обуславливает «пробел» в общей летописи событий с ~ 13 тыс. С14 л.н. до ~ 6 тыс. С14 л.н. (~ 16 тыс. кал. л.н. - ~ 7 тыс. кал. л.н.)

Результаты спорово-пыльцевого анализа в совокупности с результатами анализа непыльцевых водных палиноморф в целом хорошо коррелируются с данными, полученными в ходе изучения диатомовых комплексов, и отражают последовательность этапов развития региона в послеледниковое время.

По итогам изучения четвертичных образований в разрезе GD-1 были выявлены следующие особенности развития региона в послеледниковье:

Выделено два крупных этапа осадконакопления:

I этап: Отложения на первом этапе формировались в морских условиях. В подошве разреза вероятнее всего были осадки были переотложены, о чем свидетельствуют находки переотложенных диатомовых

водорослей и большое количество привнесенных углистых частиц в пробах. Такой же вывод был сделан при первичном описании отложений.

Находки органо-минеральных образований, датированных -- и литология отложений могут свидетельствовать о спокойных обстановках осадконакопления в условиях мелкого бассейна(?). Верхняя часть этих отложений вероятнее всего была размывта. Их перекрывает пачка галечно-гравийного материала, «немая» с точки зрения микропалеонтологических анализов. Литология осадка свидетельствует о высокой динамике среды. Вероятно, эти отложения формировались в зоне волноприбойной деятельности. Отсутствие микрофоссилий в отложениях подтверждает сделанный вывод.

Последующая за этим регрессия повлекла за собой смену типа осадконакопления на континентальный.

II этап – этап континентального осадконакопления, был разделен на несколько подэтапов:

а) Этап формирования отложений (120-155 см) в условиях мелкого водоема с кислой реакцией среды. Избыточное застойное увлажнение территории с поступлением поверхностных вод в виде потоков – ручьев подтверждается сведениями о проживающих в это время диатомовых комплексах. Растительный покров был редким, практически полное отсутствие ископаемых пыльцы и спор свидетельствует о неблагоприятных условиях fossilization. При этом выделяется обособленный пик развития злаково-осоковых сообществ, что по всей вероятности говорит о привносе пыльцы с окружающих территорий. Формирование отложений происходило с ~6(?) до ~5 тыс. С14 л.н. (~ 7 – 5.5 тыс. кал. л.н).

б) На данном этапе (~ 5-4.5 тыс. С14 л.н.(~5.5 – 5 тыс. кал. л.н.), вероятно, на фоне небольшого потепления уровень водоема значительно понизился. Происходило заболачивание. Формировалась органо-

минеральная толща с ритмичной слоистостью, что свидетельствует о колебаниях уровня водоема. Большое количество микрофоссилий в отложениях говорит о благоприятных условиях среды. В этот период на изучаемой территории наблюдается пик развития древесных карликовых форм, в том числе и карликовой березы – ныне встречающейся в более благоприятных условиях, по сравнению с настоящими.

с) С ~ 4.5 до ~1 тыс. С14. л.н.(~5 – 1. тыс. кал. л.н) при общей тенденции к похолоданию, снизилась скорость осадконакопления. На территории также существовал небольшой водоем, в котором устанавливались стагнационные условия, с периодическим заболачиванием. В окрестностях на всем протяжении этапа развита злаково-осоковая тундра с небольшим участием полярной ивки. По преобладающим таксонам можно говорить о специфике климатических параметров: для региона было характерно меньшее количество атмосферных осадков при более высокой температуре воздуха по сравнению с нынешними условиями.

d) Отсутствие четвертичных микрофоссилий на данном этапе связывается нами с неблагоприятными условиями среды, характерными для малого ледникового периода. Резкая экспансия окружающих ледников, на фоне общего похолодания климата, обусловило исчезновение растительного покрова в этот период. Диатомовые водоросли отреагировали на изменение климатических условий немного позже, что вероятно связано с развитием снежного покрова на начальной стадии Малого ледникового периода, изолирующего небольшой водоем.

e) Последний этап отражает современные условия среды (растительность – травяно-ивковая тундра)

Схема реконструкции развития ландшафта в приустьевой части долины Грендален представлена на Рис. 21.

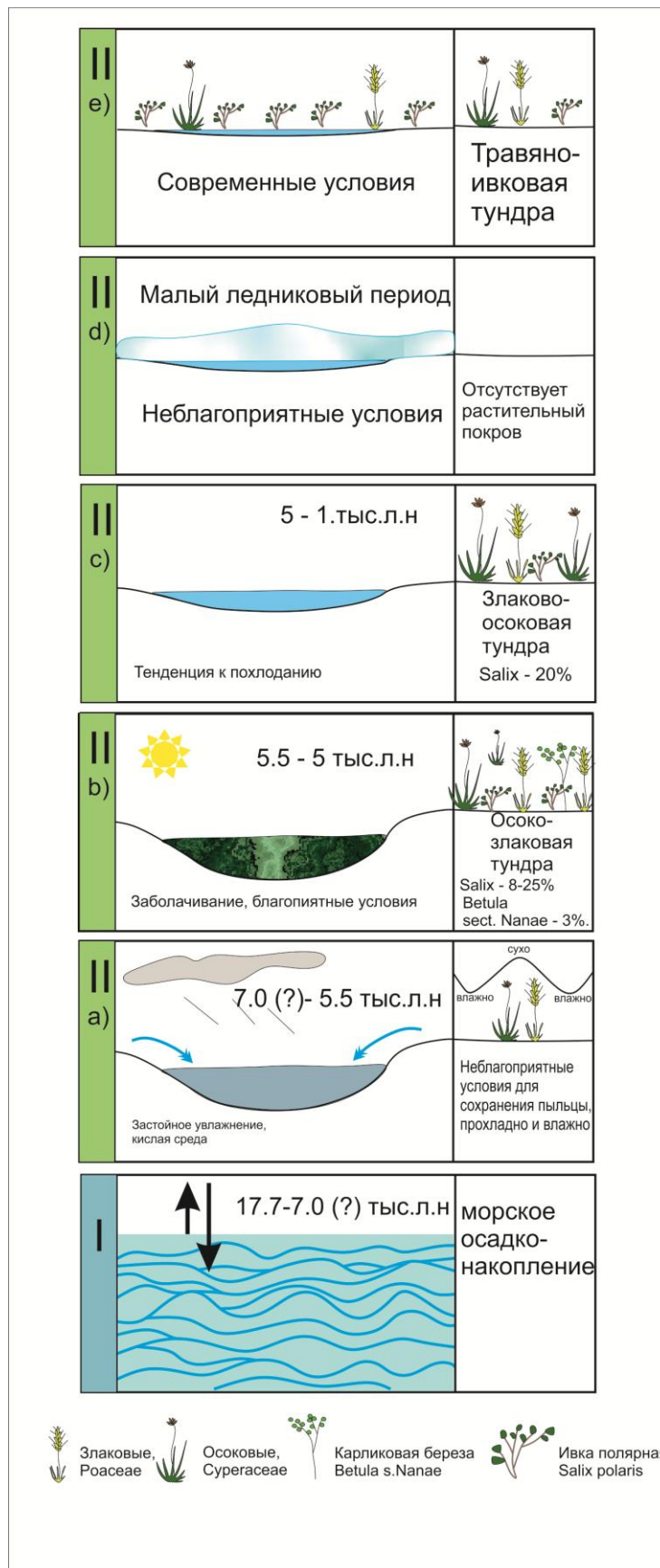


Рис. 21 Реконструкция развития ландшафта в приустьевой части долины Грендален в послеледниковье (17.7 тыс. кал. л.н. – 0 кал. л.н.)

5.3 Общая схема эволюции природной среды

По результатам сопряженного анализа данных, полученных в ходе изучения разреза GD-1 и опубликованных материалов по палеогеографии неоплейстоцена – голоцена изучаемого региона, была создана схема послеледникового развития природной среды в районе исследования (Рис. 22).

Согласно полученным данным дегляциация прибрежной западной части архипелага Шпицберген происходила до ~17 тыс. кал. л.н., что говорит о более раннем отступании ледникового покрова по сравнению с представлениями зарубежных исследователей (Landvik et al. , 1998).

Большое количество талых вод и дальнейшая трансгрессия обусловили размыв верхней части отложений, накапливающихся после ~17 тыс. кал. л.н., что не позволяет получить более точную информацию о развитии региона по данным изучения этого разреза.

По данным предшествующих исследований период с ~14 – 13.5 тыс. кал. л.н. характеризовался крайне нестабильными климатическими условиями с общей тенденцией к потеплению и дегляциации окружающих пространств.

Климатические условия в период ~ 11.2 – 9 тыс. кал. л.н были благоприятными, вероятно уровень солнечной радиации превышал современный. Температура воздуха ~ 11 тыс.л.н. была выше на 2-2,5°C.

Вывод о высоком уровне моря в период с ~ 13 до ~ 6 т.л.н. подтверждается также литературными данными. Галечно-гравийные отложения, вскрытые в разрезе, вероятнее всего, результат последнего этапа регрессии, начавшейся, вероятно после оптимума голоцена (~ 8 кал. тыс.л.н.)

~ 10 – 9.2 тыс. кал. л.н. постепенно продолжалось общее потепление климата. Температура воздуха в регионе превышала современную на ~ 6°C. Возрастало влияние теплых вод Атлантики на западное побережье Шпицбергена.

В период с ~ 9.8 до ~ 8.2 тыс. кал. л.н. регистрируется вероятное поступление холодных вод с севера, с чем связано небольшое похолодание.

Около 8 тыс. кал. л.н. по палеоботаническим данным, полученным Х.Биркс при изучении донных образований озер – самый благоприятный период на западном побережье острова. Количество поступающей солнечной радиации превышало современные значения в этих широтах на 8 %. При этом к ~ 6.2 тыс. кал. л.н. началось постепенное похолодание.

В позднем голоцене (~ 6 – 1 тыс. кал. л.н.) уровень моря был ниже современного. Отложения формировались преимущественно в условиях избыточного увлажнения.

Период ~ 7 – 5.5 тыс. кал. л.н. отличался неблагоприятными условиями фоссилизации в точке исследования. При этом количество осадков и температура воздуха немного превышали современные показатели

~ 5.5 – 5 тыс. кал. л.н. происходило небольшое потепление и осушение окружающих пространств. В приустьевой части долины Грендален произрастали сообщества, нехарактерные для современных, находки пыльцы и спор которых свидетельствуют о более благоприятных условиях.

Общая тенденция к похолоданию ~ 5 – 1 тыс. кал. л.н. завершилась Малым ледниковым периодом около ~ 1 тыс. кал. л.н. – 100 кал. л.н., когда наблюдался максимум наступания ледников за весь голоцен.

Также в приведенной модели представлено сопоставление полученных данных со схемой развития растительности и природной среды по Троицкому и Т.Г. Суровой. В результате можно сделать вывод: разработка общей схемы эволюции растительности на архипелаге Шпицберген на данный момент не представляется возможным вследствие малого количества информации и существенных различиях в растительном покрове различных территорий, связанных с их внутренним микроклиматом.

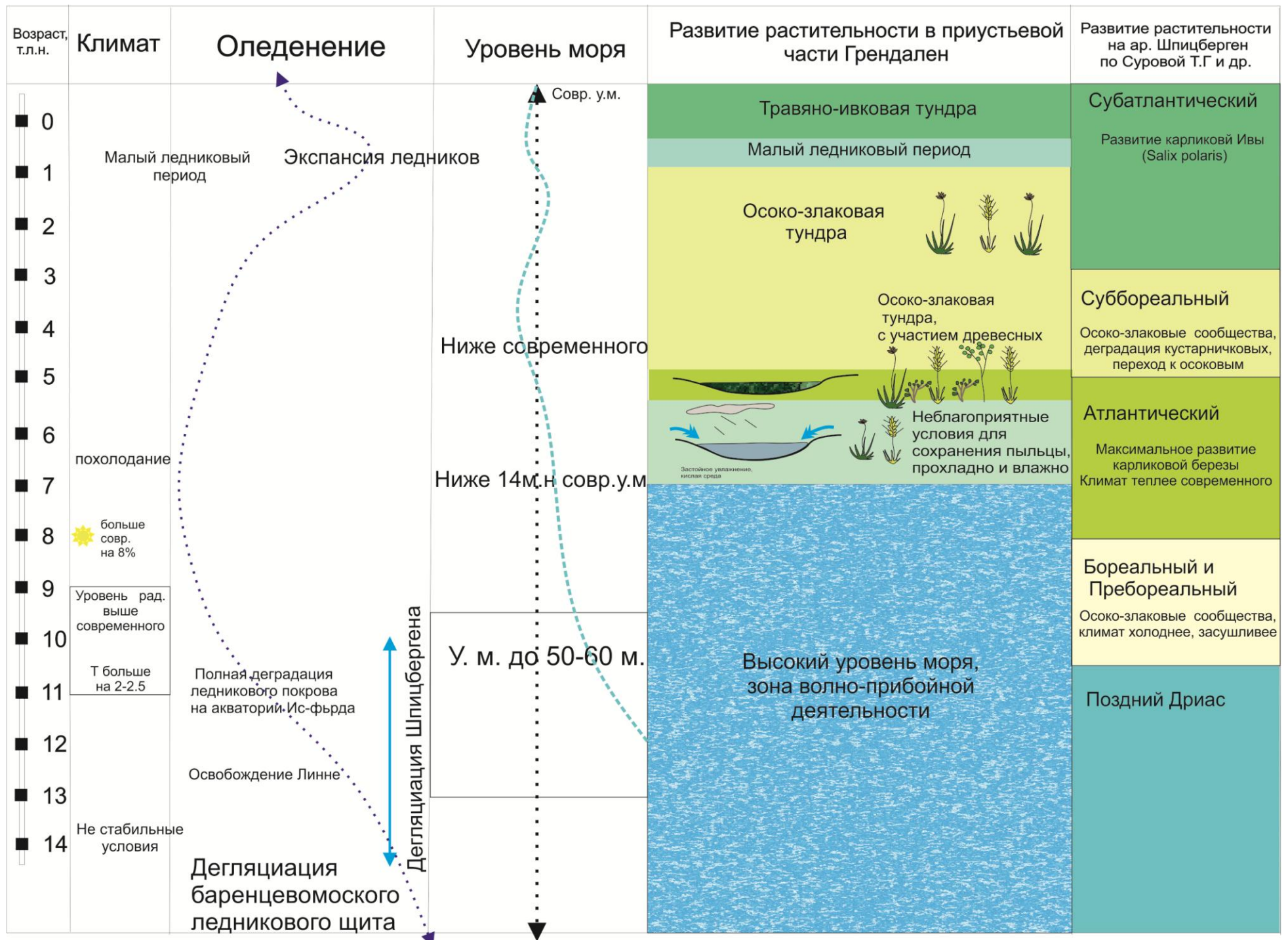


Рис. 22 Общая схема послеледникового развития природной среды в районе исследования

Заключение

Колебания климата на планете влекут за собой необратимые изменения ландшафтов приполярных регионов. Для наиболее полного понимания причинно-следственных связей этих изменений необходимо иметь четкие представления об эволюции природной среды в прошлом. В настоящей работе рассмотрены опубликованные палеореконструкции изменения природной среды в районе поселка Баренцбург (о. Западный Шпицберген) в позднем неоплейстоцене – голоцене, которые дополнены результатами собственных исследований.

Для достижения основной цели исследования был изучен разрез четвертичных образований в приустьевой части долины Грендален. В ходе работы автором была освоена методика извлечения пыльцы и спор из разных типов отложений, получены навыки определения микрофоссилий под микроскопом и статистической обработки микропалеонтологических данных. Интерпретация полученных результатов спорово-пыльцевого анализа позволила выделить 4 этапа развития растительности и выявить некоторые особенности осадконакопления в изучаемом районе. Сопоставление палинологических данных с результатами изучения литологии, диатомового и радиоуглеродного анализов четвертичных отложений, вскрытых в разрезе, позволило выявить специфику развития территории в позднем неоплейстоцене – голоцене.

По данным, полученным в ходе изучения разреза Грендален (GD – 1) были сделаны следующие выводы:

- дегляциация приустьевой части долины Грендален завершилась ранее 17.5 тыс. кал. л.н.;
- уровень моря ниже 14.5 м н.у.м. установился около 6.5 тыс. кал. л.н.;
- климатические условия раннего – среднего голоцена были значительно благоприятнее современных;

- значительное похолодание в позднем голоцене, предположительно, относимое к Малому ледниковому периоду подтверждается микропалеонтологическими данными.

На основе собственных результатов и опубликованных данных была составлена схема эволюции ландшафта долины Грендален (район поселка Баренцбург) в послеледниковье.

Таким образом, основная цель, поставленная в ходе исследования, была достигнута. Полученные данные позволили детализировать и уточнить имеющуюся информацию о палеогеографии о. Западный Шпицберген в позднем неоплейстоцене – голоцене и могут быть использованы при палеогеографических реконструкциях.

Результаты данного исследования были представлены на следующих конференциях:

1. Первая научно-практическая и образовательная арктическая конференция на борту ледокола «Красин» (Санкт-Петербург, январь 2018);
2. EGU-2018 European Geosciences Union General Assembly 2018 (Вена, апрель 2018)
3. XIV Большой географический фестиваль – 2018 (Санкт-Петербург, апрель 2018);
4. Ежегодная международная научно-практическая конференция LXXI Герценовские чтения «География: развитие науки и образования» (Санкт-Петербург, апрель 2018);
5. VI-я международная конференция молодых ученых и специалистов «Новое в геологии и геофизике Арктики, Антарктики и Мирового Океана», посвященная 70-летию основания НИИГА-ВНИИОКЕАНГЕОЛОГИЯ (Санкт-Петербург, апрель 2018);
6. International Youth Scientific Conference on the Polar Geodesy, Glaciology, Hydrology and Geophysics - YouSC (Санкт-Петербург, май 2018);

Список использованной литературы

1. Гричук В.П., Заклинская Е.А. Анализ ископаемых пыльцы и спор и его применение в палеогеографии. М., 1948. 223 с.
2. Дорожкина М.В. Результаты палинологического изучения голоценового торфяника района мыса Фуглехукен, о-в Земля Принца Карла, архипелаг Шпицберген // Известия РГО, 2007. Т. 139, №6. С. 30-33.
3. Зеликсон Е.М. Палинологическое исследование голоценового торфяника на Шпицбергене // Палинология голоцена, 1971. С. 199-212.
4. Клювиткина Т.С., Новичкова Е.А., Полякова Е.И., Маттиессен Й. Водные палиноморфы в осадках арктических морей Евразии и их значение для палеоокеанологических реконструкций позднего плейстоцена и голоцена (на примере морей Белого и Лаптевых) // Система моря Лаптевых и прилегающих морей Арктики: современное состояние и история развития, 2009. С. 448-465.
5. Кокин О.В., Кириллова А.В. Реконструкция динамики ледника Грэнфьорд (Западный Шпицберген) в голоцене // Лёд и Снег, 2017. №57(2). С. 241-252.
6. Кокин О.В. Рельеф и отложения краевых зон ледников западного Шпицбергена (на примере ледников Грэнфьорд и Альдегонда). Автореф. дис....к.г.н. М.: 2010. С. 26.
7. Королева Н.Е., Константинова Н.А., Белкина О.А., Давыдов Д.А., Лихачев А.Ю., Савченко А.Н., Урбанавичене И.Н. Флора и растительность побережья залива Грен-фьорд (архипелаг Шпицберген), 2008. С. 132.
8. Лаврушин Ю.А. Четвертичные отложения Шпицбергена, 1969. С. 176
9. Околотков Ю.Б. Динофлагеллаты (Dinophyceae) морей Евразийской Арктики. Автореф. дис.... д.б.н. СПб., 2000. С. 363.
10. Сакс В.Н. Четвертичная история Шпицбергена // Проблемы Арктики, №3, 1948.

- 11.Семевский Д.В., Шкатов Е.П. Геоморфология Земли Норденшельда (Западный Шпицберген) // Материалы по геологии Шпицбергена, изд. НИИГА, 1965. С. 232-240.
- 12.Семевский Д.В. Неотектоника архипелага Шпицберген // Материалы по стратиграфии Шпицбергена, изд. НИИГА, 1967. С. 225-238.
- 13.Семевский Д.В. Морские террасы Ван-Мейен-фьорда и Билле-фьорда и их палеонтологическая характеристика // Материалы по геологии Шпицбергена, изд. НИИГА, 1965. С.222-231.
- 14.Семенов А.В., Анциферова А.Р., Давыдов А.А. Климат Баренцбурга. Изменение основных характеристик за последние 40 лет (По данным наблюдений зональной гидрометеообсерватории «Баренцбург» // Комплексные исследования природы Шпицбергена, Апатиты, изд. КНЦ РАН. С. 139 – 145.
15. Серебряный Л.Р., Тишков А.А., Соломина О.Н., Малясова Ю.С., Иливес Е.О. Палеоэкология Арктико-Атлантического региона в голоцене // Известия Академии Наук СССР. Серия географическая, №2, 1993. С. 39 -52.
- 16.Сурова Т.Г., Троицкий Л.С., Пуннинг Я.-М.К. Об истории оледенения Шпицбергена в голоцене по данным палеоботанических исследований // Материалы гляциологических исследований, 1982. № 42. С. 100-106.
- 17.Троицкий Л.С. О голоценовых стадиях оледенения на Шпицбергене. - МГИ, 1971, вып. 18, с. 63-68.
- 18.Троицкий Л.С. История оледенения архипелага. - В кн.: Оледенение Шпицбергена (Свальбарда). М., «Наука», 1975, с. 226-241.
- 19.Троицкий Л.С., Пуннинг Я.-М.К. О раннеголоценовой стадии оледенения на Шпицбергене // Материалы гляциологических исследований, 1984. № 50. С. 203-208.
20. Троицкий Л.С., Пуннинг Я.-М.К., Сурова Т.Г. Оледенение архипелага в плейстоцене и голоцене // Гляциология Шпицбергена, 1985. С. 160-175.

21. Шарин В.В., Кокин О.В., Гусев Е. А., Окунев А. С., Арсланов Х. А., Максимов Ф.Е. Новые геохронологические данные четвертичных отложений северо-западной части земли Норденшельда (архипелаг Шпицберген)// Вестник Санкт-Петербургского университета, 2014. Vol. 7. С.159–168.
22. Шарин В.В., Окунев А.С., Лазарева Е.И. Геоморфологическая карта центральной части острова Западный Шпицберген (Земля Норденшельда, архипелаг Шпицберген), масштаб 1:50000, 2012.
23. Andersson T., Forman S.L., Ingólfsson Ó., Manley W.F. Late Quaternary environmental history of central Prins Karls Forland, western Svalbard // *Boreas*, 1999. № 28. Pp. 292 - 307
24. Birks H. H. Holocene vegetational history and climatic change in west Spitsbergen - plant macrofossils from Skardtjorna // *The Holocene*, 1991. Vol. 1. Pp. 209-218.
25. Birks H. H., Paus, Aa., Svendsen, J.I., Alm, T., Mangerud, J., Landvik, J. Y. Late Weichselian environmental change in Norway, including Svalbard // *Journal of Quaternary Science*. 1994. Vol. 9, Pp. 133-145.
26. Bond G., Showers W., Cheseby M., Lotti R., Almasi P., de Menocal P., Priore P., Cullen H., Hajdas I., Bonani G. A pervasive millennial-scale cycle in the North Atlantic Holocene and glacial climates // *Science*, 1997. Vol. 294. 2130 - 2136.
27. Bond G., Kromer B., Beer J., Muscheler R., Evans M.N., Showers W., Hoffmann S., Lotti-Bond R., Hajdas I., Bonani G. Persistent solar influence on North Atlantic climate during the Holocene // *Science*, 2001. Vol. 278. 1257 - 1266
28. Cwynar L.C., Burden E., McAndrews J.H. An inexpensive sieving methods for concentrating pollen and spores from fine-grained sediments// *Canadian journal of Earth Sciences*, 1979. Vol. 16. Pp. 1115-1120.
29. Feyling-Hanssen, R.W. Late-Pleistocene of Billefjorden, West Spitsbergen // *Norsk Polarinst.*, Skriafter, 107. 1955. Pp. 186.

30. Forman S.L. Post-glacial relative sea-level history of northwestern Spitsbergen, Svalbard // Geological Society of America Bulletin. 1990. Pp. 1580 – 1590.
31. Forman S.L., Lubinski D.J., Ingolfsson O., Zeeberg J.J., Siegert M.J., Matisov G.G.. A review of postglacial emergence on Svalbard, Franz Josef Land and Novaya Zemlya, northern Eurasia. // Quaternary Science Reviews, 2004. 23. Pp. 1391 – 1434
32. Forwick, M., Vorren, T. O., Late Weichselian and Holocene sedimentary environments and ice rafting in Isfjorden, Spitsbergen // Palaeogeography, paleoecology, paleoclimatology. 2009. Vol. 3., Pp. 258 - 274.
33. Houmark-Nielsen M., Funder S. Pleistocene stratigraphy of Kongsfjordhallet, Spitsbergen, Svalbard // Polar Research, 1999. № 18. Pp. 39 - 49.
34. Ingólfsson Ó., Rögnvaldsson F., Bergsten H., Hedenäs L., Lemdahl G., Lirio J.M., Sejrup H.P., Late Quaternary glacial and environmental history of Kongsøya, Svalbard // Polar Research, 1995 №14, Pp. 123 - 139.
35. Ingólfsson Ó., Landvik J.Y. The Svalbard - Barents Sea ice-sheet - Historical, current and future perspectives // Quaternary Science Reviews, 2013. № 64 Pp. 33 – 60.
36. Jankovská, V. Palaeoecological research on the Late-Glacial and Holocene sediments in Svalbard (Results and perspectives) // Scripta Facultatis Scientiarum Naturalium Universitatis Masarykianae Brunensis (Geography), 1994. Vol. 24. Pp. 25 - 34.
37. Jankovská, V. Pollen- and Non Pollen Palynomorphs- Analyses from Svalbard // Czech polar reports, 2017. Vol. 7 (2). Pp. 123-132.
38. Jessen S. P., Rasmussen T.L., Nielsen T., Solheim A. A new Late Weichselian and Holocene marine chronology for the western Svalbard slope 30,000 - 0 cal years BP // Quaternary Science Reviews, 2010. Vol. 29. Pp. 1301 - 1312.

39. Kaakinen A., Salonen V.P., Kubischta F., Eskola K., Oinonen M. Weichselian glacial stage in Murchisonfjorden, Nordaustlandet, Svalbard // *Boreas*, 2009. Vol. 38. Pp. 718 – 729.
40. Knaap W.O. van der. On the presence of reindeer (*Rangifer tarandus* L.) on Edgeøya, Spitsbergen, in the period 3800 – 5000 B.P.. *Circumpolar Journal*, № 2, 1986. Pp. 3-9.
41. Knaap, W.O. van der Long-distance transported pollen and spores on Spitsbergen and Jan Mayen // *Pollen and Spores*, 1987. Vol. 29. Pp. 449-454.
42. Knaap, W.O. van der A pollen diagram from Brøggerhalvøya, Spitsbergen: changes in vegetation and environment from ca. 800 BP // *Arctic and Alpine Research*, 1988. Vol. 20. Pp. 106-116.
43. Knaap, W.O. van der Palynology of two 4500 year old skua mounds of the Arctic Skua (*Stercorarius parasiticus* [L.]) in Svalbard // *Polar Research*, 1988. Vol. 6. Pp. 43-57.
44. Knaap, W.O. van der Age and stability of bird-manured vegetation on Spitsbergen // *Acta Botanica Neerlandica*, 1988. Vol. 37. Pp. 171-179,
45. Knaap, W.O. van der Past vegetation and reindeer on Edgeøya (Spitsbergen) between ca. 7900 and ca. 3800 B.P. studied by means of peat layers and reindeer faecal pellets // *Journal of Biogeography*, 1989. Vol. 16. Pp. 379-394.
46. Knaap, W.O. van der Relations between present-day pollen deposition and vegetation in Spitsbergen // *Grana*, 1990. Vol. 29. Pp. 63-78.
47. Knaap, W.O. van der Palynology of peat section from Spitsbergen covering the last few centuries. // *Nordic Journal of Botany, Section of Geobotany*, 1991. Vol. 11. Pp. 213-223.
48. Lambeck, K. Limits on the areal extent of the Barents Sea ice sheet in Late Weichselian time // *Global and Planetary Change*, 1996. Vol. 12. Pp. 41 - 51.
49. Landvik J.Y., Mangerud J., Salvigsen O. The Late Weichselian and Holocene shoreline displacement on the west-central coast of Svalbard // *Polar Research*, №5, 1987. Pp. 29 - 44.

- 50.Landvik J.Y., Bolstad M., Lycke A.K., Mangerud J., Sejrup H.P. Weichselian stratigraphy and paleoenvironments at Bellsund, western Svalbard // *Boreas*, 1992. № 21, Pp. 335 - 358.
- 51.Landvik J.Y., Bondevik S., Elverhøi A., Fjeldskaar W., Mangerud J., Salvigsen O., Siegert M.J., Svendsen J.I., Vorren T.O. The last glacial maximum of Svalbard and the Barents Sea area: Ice sheet extent and configuration // *Quaternary Science Reviews*, 1998. Vol. 17. Pp.43 – 75.
- 52.Landvik J.Y., Ingólfsson Ó., Mienert J., Lehman S.J., Solheim A., Elverhøi A., Ottesen D. Rethinking Late Weichselian ice-sheet dynamics in coastal NW Svalbard // *Boreas*, 2005. Vol. 34. 7 - 24.
- 53.Lønne, I., Mangerud, J. An Early or Middle Weichselian sequence of proglacial, shallow-marine sediments on western Svalbard // *Boreas*, 1991. № 20, Pp. 85 - 104.
- 54.Mangerud J., Svendsen J.I. The last interglacialeglacial period on Spitsbergen // *Svalbard. Quaternary Science Reviews*, 1992. № 11, Pp. 633 - 664.
- 55.Mangerud J., Svendsen J.I. The Holocene Thermal Maximum around Svalbard, Arctic North Atlantic; molluscs show early and exceptional warmth // *The Holocene*, 2017. Pp. 1 – 19.
- 56.Miller G.H., Sejrup H.P., Lehman S.J., Forman S.L. Glacial history and marine environmental change during the last interglacialeglacial cycle, western Spitsbergen, Svalbard. // *Boreas*, 1989. № 18, Pp. 273 - 296.
- 57.Snyder J.A., Werner A. Miller G.H. Holocene cirque glacier activity in western Spitsbergen, Svalbard: sediment records from proglacial Linnevatnet // *The Holocene*, 2000. Vol. 10,5. Pp. 555 – 563.
- 58.Synnøve, Elvevold, Dallmann,. Winfried, Blomeier. Dierk. Geology of Svalbard. Norwegian Polar Institute, Polar Environmental Centre, 2007. Pp .37.
- 59.Svendsen J. I., Landvik J. Y., Mangerud J., Miller G.H. Postglacial marine and lacustrine sediments in Lake Linnevatnet // *Svalbard Polar Research*, 1987. Vol 5. Pp. 281-283.

60.Svendsen J.I., Alexanderson H., Astakhov V.I., Demidov I., Dowdeswell J.A., Funder S., Gataullin V., Henriksen M., Hjort C., Houmark-Nielsen M., Hubberten H.W., Ingólfsson Ó., Jakobsson M., Kjær K.H., Larsen E., Lokrantz H., Lunkka J.P., Lyså A., Mangerud J., Matiouchkov A., Murray A., Möller P., Niessen F., Nikolskaya O., Polyak L., Saarnisto M., Siegert C., Siegert M.J., Spielhagen R.F., Stein R. Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia // *Quaternary Science Reviews*, 2004. Vol. 23. Pp. 1229 – 1271.

61.Taylor F.J.R. The biology of dinoflagellates // *Botanical monographs*. Vol. 21. 1987.

62.Wanner H., Solomina O., Grosjean M., Ritz S. P., Jetel M. Structure and origin of Holocene cold events // *Quaternary Science Reviews*, 2011. Vol. 30. Pp 1 – 15

Электронные ресурсы:

1. Норвежский полярный институт - Norwegian Polar Institute [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://www.npolar.no/en/>, свободный.
2. Карты Шпицбергена - Map of Svalbard [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://toposvalbard.npolar.no/>, свободный.

Фондовые материалы:

1. Дорожкина М.В. Работы по изучению реликтовых торфяников Шпицбергена для реконструкции изменения палеогеографических условий развития архипелага в голоцене // Годовой научно-технический отчет выполненных работ по разделу III, пункт III.1.1. в рамках темы «Изучение метеорологического режима и климатических изменений в районе архипелага Шпицберген», 2003. С. 111 – 128.
2. Дорожкина М.В. Палеогеографические исследования // Годовой научно-технический отчет выполненных работ по разделу III, пункт III.1.1. в рамках темы «Изучение метеорологического режима и климатических изменений в районе архипелага Шпицберген», 2005. С. 34 – 44.

3. Дорожкина М.В. Полевые палеогеографические исследования // Годовой научно-технический отчет выполненных работ по разделу III, пункт III.1.1. в рамках темы «Изучение метеорологического режима и климатических изменений в районе архипелага Шпицберген», 2007. С. 151 – 154.
4. Дорожкина М.В. Палеогеографические исследования // Годовой научно-технический отчет выполненных работ по разделу III, пункт III.1.1. в рамках темы «Изучение метеорологического режима и климатических изменений в районе архипелага Шпицберген», 2009. С. 164 – 175.