

ПОСЛЕЛЕДНИКОВЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ПРИРОДНЫХ УСЛОВИЙ В СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЗЕМЛИ НОРДЕНШЕЛЬДА (О-В ЗАПАДНЫЙ ШПИЦБЕРГЕН) ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ИССЛЕДОВАНИЙ ОТЛОЖЕНИЙ В ДОЛИНЕ ГРЕНДАЛЕН

© 2026 г. Д. А. Соловьева^{1, 2, *}, С. Р. Веркулич^{1, 3}, З. В. Пушина¹, Л. А. Савельева², Э. П. Зазовская^{4, 5}

¹Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, Россия

²Санкт-Петербургский Государственный Университет, Санкт-Петербург, Россия

³Российский государственный педагогический университет имени А. И. Герцена, Санкт-Петербург, Россия

⁴Институт географии РАН, Москва, Россия

⁵Университет Джорджии, Афинс, США

*E-mail: dasoloveva@aari.ru

Поступила в редакцию 23.07.2024

После доработки 26.05.2025

Принята к публикации 17.10.2025

Аннотация. Результаты изучения разреза в приустьевой части долины Грендален (Земля Норденшельда) в условиях ограниченности объектов, пригодных для изучения, показали сравнительную палеогеографическую информативность четвертичных отложений аллювиального генезиса и позволили уточнить представления о природных обстановках в районе долины в послеледниковое время. Возраст и континентальный генезис нижней части разреза позволяют предположить более раннюю дегляциацию (около 14500 л. н.) и меньшую мощность оледенения последнего ледникового максимума в районе исследования, чем предполагалось раньше. Морские воды могли достигать здесь максимальных отметок ~10000–9000 л. н., эти отметки, по-видимому, были значительно ниже предшествующей оценки в 64 м для соседних районов. Последующее падение относительного уровня моря способствовало размытию отложений раннего–среднего голоцена в изученном разрезе. В ходе нового подъема морских вод до отметок около 10 м примерно с 6500 до 5000 л. н. накапливалась аллювиальная гравийно-галечная толща разреза. Климатические условия способствовали дегляциации ~14500–14000 л. н., были относительно холодными примерно с 3900 до 1500 л. н. и, вероятно, около 700–200 л. н. во время малого ледникового периода; незначительные похолодания имели место ~5000–4700 и ~1500–1000 л. н.; относительные потепления происходили ~4400–3900 и около 900 л. н.; теплые условия развивались немногим ранее 5000 и ~4700–4400 л. н. В течение последних 5000 лет ландшафты в точке исследований сильно менялись. Мелкий холодноводный водоем (озеро?) около 5000–4700 л. н., окруженный осоково-злаковыми моховыми тундрами, сменяется ~4700–4400 л. н. на периодически затопливаемую речными водами пойму с развитием кустарничков. Менее благоприятные климатические условия после ~4400 л. н. обусловили уменьшение доли кустарничков в растительном покрове. Относительное похолодание ~3900 л. н. и снижение базиса эрозии привели к перерыву в осадконакоплении. Около 2000 л. н. развивается зеленомошная осоково-злаковая тундра с ивой полярной, территория заболачивается. После предполагаемого похолодания в ходе малого ледникового периода в районе развивается современная растительность.

Ключевые слова: Арктика; четвертичные отложения; поздний плейстоцен–голоцен; спорово-пыльцевой анализ; диатомовый анализ; радиоуглеродное датирование; климат; уровень моря

Финансирование. Исследование выполнено при содействии Российской Арктической Экспедиции на архипелаге Шпицберген ФГБУ “ААНИИ”. Радиоуглеродные исследования были проведены в рамках темы ИГРАН FMWS-2024-2013.

Ссылка для цитирования: Соловьева Д. А., Веркулич С. Р., Пушина З. В., Савельева Л. А., Зазовская Э. П. (2026) Послеледниковые изменения природных условий в северо-западной части Земли Норденшельда (о-в Западный Шпицберген) по результатам исследований отложений в долине Грендален. *Геоморфология и палеогеография*. Т. 57. № 1. С. 149–171. <https://doi.org/10.7868/S2949179726010087>

POST-GLACIAL CHANGES IN NATURAL CONDITIONS IN THE NORTHWESTERN PART OF NORDENSKIÖLD LAND (WESTERN SPITSBERGEN ISLAND) BASED ON THE RESULTS OF SEDIMENTS STUDIES IN THE GRÖNDALLEN VALLEY

D. A. Soloveva^{a, b, #}, S. R. Verkulich^{a, c}, Z. V. Pushina^a, L. A. Savelieva^b, and E. P. Zazovskaya^{d, e}

^aArctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia

^bInstitute of Earth Sciences, St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia

^cRussian State Pedagogical University, St. Petersburg, Russia

^dInstitute of Geography RAS, Moscow, Russia

^eUniversity of Georgia, Athens, USA

[#]E-mail: dasoloveva@aari.ru

Received July 23, 2025

Revised May 26, 2025

Accepted October 17, 2025

Abstract. The study of Quaternary alluvial deposits in lower Gröndalen Valley (Nordenskiöld Land, Spitsbergen) with limited perspective sites of quaternary sediments gave insight to Holocene paleo-environment during the postglacial period. The age and continental genesis of the basal part of the section suggest an earlier deglaciation (about 14500 years BP) and a smaller extent of the Last Glacial Maximum glaciation in the study area than was previously assumed. Holocene transgression could have reached maximum marks here ~10000–9000 years BP; these marks were apparently significantly lower than the previous estimate of 64 m. The subsequent drop in relative sea level contributed to the erosion of the Early – Middle Holocene deposits in the studied section. The alluvial gravel-pebble layer of the section accumulated about 6500 to 5000 years BP during a new rise of the sea level to about 10 m. Climatic conditions favored deglaciation ~14500–14000 years BP, were relatively cold from about 3900 to 1500 years ago and afterwards during the Little Ice Age (~700–200 years BP); minor coolings occurred ~5000–4700 and ~1500–1000 years BP; relative warmings occurred ~4400–3900 years BP and about 900 years BP; notable warm conditions developed slightly earlier than 5000 years BP and ~4700–4400 years BP. The landscapes at the study site have changed significantly over the past 5000 years. A small cold-water reservoir (lake?) around 5000–4700 years BP, surrounded by sedge-grass moss tundra, was replaced ~4700–4400 years BP by a river floodplain with the development of dwarf shrubs. Colder climatic conditions after ~4400 BP caused a decrease in the proportion of shrubs in the vegetation cover. Relative cooling at ~3900 BP and a decrease in the erosion base led to a break in sedimentation. Around 2000 years BP green moss sedge-grass tundra with polar willow develops and the territory becomes swampy. After the supposed cooling during the Little Ice Age modern vegetation develops in the area.

Keywords: Arctic; Quaternary deposits; Late Pleistocene–Holocene; spore-pollen analysis; diatom analysis; radiocarbon dating; climate; sea level

Funding. This study was supported by Russian Arctic Scientific Expedition at the archipelago Spitsbergen of Arctic and Antarctic Research Institute. Radiocarbon studies were carried out within the framework of the IGRAN theme FMWS-2024-2013.

For citation: Soloveva D. A., Verkulich S. R., Pushina Z. V., Savelieva L. A., and Zazovskaya E. P. (2026) Post-glacial changes in natural conditions in the northwestern part of Nordenskiöld Land (western Spitsbergen Island) based on the results of sediments studies in the Gröndalen Valley. *Geomorfologiya i Paleogeografiya*. Vol. 57. No. 1. P. 149–171 (in Russ). <https://doi.org/10.7868/S2949179726010087>

1. ВВЕДЕНИЕ

Архипелаг Шпицберген расположен в западном секторе высокоширотной Арктики (рис. 1), испытывая воздействие холодных атмосферных масс с севера и востока и сравнительно теплых океанических масс с юга и запада. На западном побережье Земли Норденшельда (центральная область о-ва Западный Шпицберген) влияние атлантических вод наиболее ощутимо: в ходе текущего потепления быстро сокращается местное оледенение, регистрируются самые высокие температуры для этой широты (Drange et al., 2013; Descamps et al., 2017). Безусловно, прошлые глобальные изменения также приводили к резким сменам облика природной среды этого района, что делает его одним из самых репрезентативных в контексте изучения эволюции архипелага с начала дегляциации Баренцево-морского ледникового щита.

Собранные на Земле Норденшельда палеогеографические сведения многочисленны и разнообразны. В ее западной части исследованы морские и ледниковые отложения в долине р. Линне, донные осадки оз. Линне, отражающие этапы развития района с Эмского межледникового до голоцена (Svendsen et al., 1987; Lønne, Mangerud, 1991; Svendsen, Mangerud, 1997). Кривая изменения уровня моря на побережье Земли Норденшельда в позднем плейстоцене—голоцене построена по итогам изучения морских террас (Landvik et al., 1987). Многочисленные результаты определения возраста раковин моллюсков (Шарин и др., 2014; Кокин, 2017; Olsson, Piyanui, 1965; Landvik et al., 1987; Salvigsen et al., 1992; Кокин, 2020; Farnsworth et al., 2022) вместе с данными малакофаунистического анализа показали значительное влияние атлантических течений на изменения климата Шпицбергена в голоцене с оптимумом 9—8 тыс. л. н. (здесь и далее используются некалиброванные значения радиоуглеродного датирования) (Mangerud, Svendsen, 2017). Исследования континентальных отложений, преимущественно торфяников и осадков озер, позволили выполнить региональные и локальные реконструкции послеледниковых изменений климата, ландшафтов и растительности (Сурова и др., 1982, 1988; Троицкий и др., 1985; Birks, 1991; Jankovská, 1994, 2017), которые, однако, содержат много пробелов и не отличаются высоким временным разрешением.

Единственная ранее полученная реконструкция на основе исследования разреза аллювиальных и делювиально-пролювиальных отложений на архипелаге Шпицберген была выполнена Л. Р. Серебряным с соавторами (Serebryanny et al., 1993), выявившими изменения местного растительного покрова в долине Грендален с конца позднего

дриаса до субатлантического периода. Детальные данные об изменениях осадконакопления в эстуарии р. Грен ранее была получена для последних ~140 лет (Meshcheriakov, 2024).

Исследования с применением диатомового анализа для изучения наземных разрезов четвертичных отложений в районе исследования не отражены в публикациях. Опубликованные работы посвящены изучению современных диатомовых водорослей или ископаемых диатомей в осадках озер (Picińska-Faltynowicz, 1988; Guilizzoni et al., 2006; Jones, Birks, 2004; Pinseel et al., 2017).

Новый разрез аллювиальных отложений был изучен в 2015 г. в приустьевой части долины Грендален (рис. 1) в ходе работ Российской арктической экспедиции на Шпицбергене (РАЭ-Ш) Арктического и антарктического научно-исследовательского института (ААНИИ) совместно с сотрудниками Института географии РАН. Геохимический, спорово-пыльцевой и диатомовый анализы, определение возраста отложений предоставили данные, которые, в сопоставлении с результатами других исследований, обсуждаются в статье с целью уточнения представления об изменениях природной среды в рассматриваемом районе с конца позднего плейстоцена.

2. РАЙОН И ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЯ

Долина Грендален (Grøndalen), одна из крупнейших долин на Земле Норденшельда, простирается на 20 км по разлому в песчаниках, алевролитах и аргиллитах средней юры и палеогена (Dallmann, 2015). Ее форма изменяется от каньонообразной в верхнем течении до трогообразной в нижнем приустьевом, где ширина долины достигает 3 км. Высота окружающих хребтов составляет 700—800 м. По долине протекает река Грен (Grøn River), которая берет начало от ледника Тавле, впадает в залив Грен-фьорд и характеризуется многоруканностью и миграцией русла. Над поймой фрагментарно прослеживаются высокая пойма (0.5—1.0 м) и терраса с относительной высотой склонов до 4.0—5.0 м над урезом реки (далее — I нпт). Множественные временные водотоки, спускающиеся со склонов в долину, формируют делювиально-пролювиальные конусы выноса. Поверхности преобразованы криогенными процессами, проявляющимися структурными грунтами на террасах, наличием крупных бугров пучения (гидролакколитов) в средней части долины и солифлюкционными перемещениями грунтов на склонах (Demidov et al., 2019).

Водосбор р. Грен площадью 98 км² характеризуется небольшой степенью оледенения (10—13%); доля питания реки за счет талых ледниковых вод

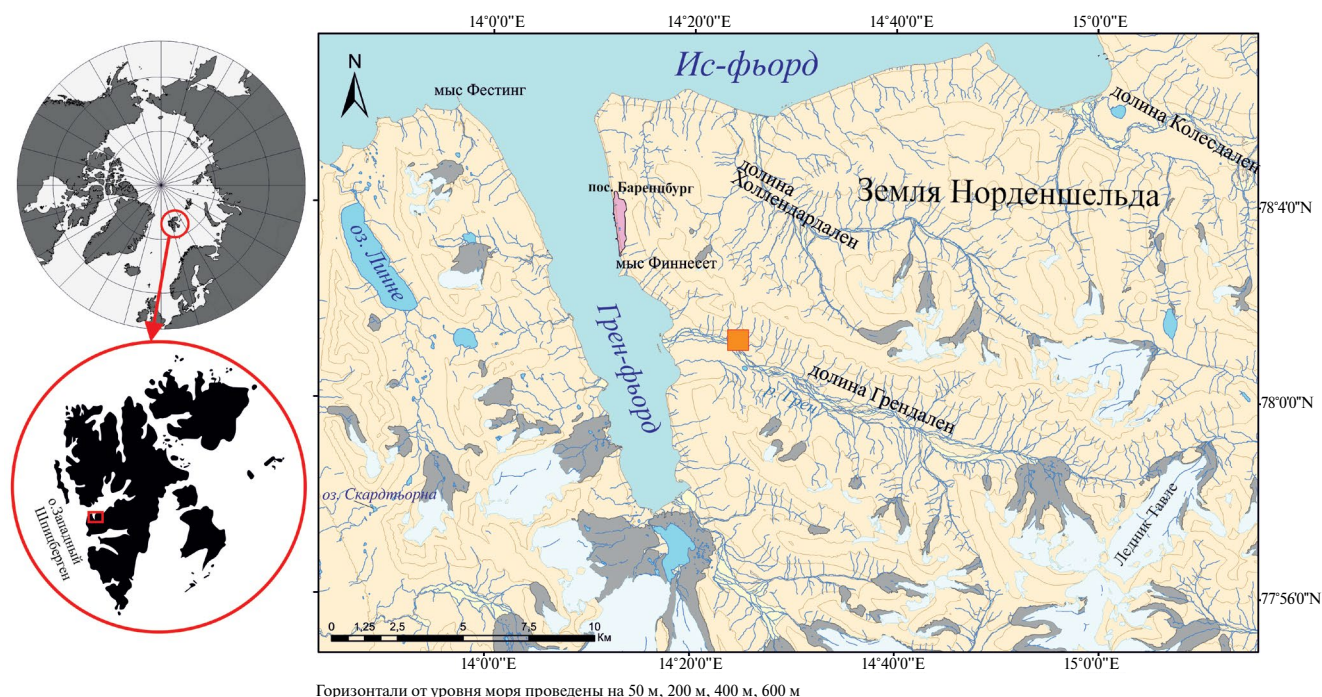


Рис. 1. Район исследования и местоположение разреза GD-1 (обозначено квадратом), картографическая основа — картографические данные Норвежского полярного института (Norwegian Polar Institute Map Data and Services).

Fig. 1. Study area and location of section GD-1 (marked with a square), basemap — Norwegian Polar Institute Map Data and Services.

составляет 44%, снегового накопления — 34%, дождевой составляющей — 22% (Ромашова и др., 2019; Третьяков и др., 2020). В половодье уровень воды в реке может подниматься до 0.4 м в нижнем течении.

Среднегодовая температура воздуха в районе исследования по данным метеостанции в Баренцбурге (станция ВМО 20107, 75 м над у.м.) за 2001–2015 гг. составила -3.5°C ; среднемесячные отрицательные значения (до -9.9°C) наблюдались с октября по май, а положительные значения (до 6.4°C) — с июля по сентябрь (Анциферова и др., 2020). Среднегодовое количество осадков за этот период составило 566 мм, в отдельные годы оно превышает 800 мм, достигая в летние месяцы 600 мм (Ромашова и др., 2019).

Район долины Грендален лежит в зоне тундровой растительности внутренних фьордов, на границе зон средне-арктической и северной арктической тундр, на стыке подзон кустарничковых тундр с преобладанием *Cassiope tetragona* и кислых тундр, характеризующихся доминированием *Luzula confusa* (Королева и др., 2008; Elvebakk, 2005). Растительный покров в долине неоднородный. Значительные площади заняты травяно-моховыми сообществами. На переувлажненных участках заболоченной поймы и поверхности террас произрастают

Cardamine pratensis, зеленые мхи, сфагнум, злаковые и осоковые. В хорошо дренируемых местах встречаются *Salix polaris*, *Cassiope tetragona*, *Cerastium arcticum*, *Stellaria humifusa*, *Bistorta vivipara*, *Oxyria digyna*, *Silene acaulis*, *Ranunculus nivalis*, Saxifragaceae и другие.

Разрез четвертичных отложений GD-1 (78.02181° с. ш., 14.39566° в. д.) был расчищен в правом подмываемом борту I нпт (высота площадки террасы — 16 м над у.м.; 3.8–3.9 м над урезом реки, экспозиция склона — ЮЗ) долины Грендален в 2.3 км от берега Грен-фьорда (рис. 1). Мощность изученных отложений 3.7 м. Площадка террасы субгоризонтальная, хорошо дренируемая. Граница многолетнемерзлых пород зафиксирована на глубине 1.6 м от верха разреза.

3. МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

В ходе полевых работ была описана литология разреза отложений GD-1, отобраны образцы на аналитические исследования. Лабораторные исследования включали: определение возраста отложений методом радиоуглеродного датирования, анализ содержания и соотношения органического углерода и азота, спорово-пыльцевой и диатомовый анализы.

Радиоуглеродное датирование проводилось в ЦКП “Лаборатория радиоуглеродного датирования и электронной микроскопии” Института географии РАН (ИГРАН). Датировки семи образцов, состоящих преимущественно из остатков растений и содержащих большое количество органического материала, были получены с применением жидко-сцинтилляционного метода (LSC); два образца из нижней части разреза, в которых зафиксировано низкое содержание органического вещества, были датированы с применением ускорительной масс-спектрометрии (AMS).

В качестве “датирующей фракции” для всех образцов использовался общий органический углерод в исследуемом образце (TOC, bulk). Измерение активности ^{14}C при LSC проводилось на ультра-низкофоновом спектрометре-радиометре Quantulus 1200. Для ускорительной масс-спектрометрии графитизация полученных препаратов проводилась с использованием системы AGE-3 (производства Ionplus, Швейцария), совмещенной с CHNS анализатором Vario Isotope Cube (Elementar, Германия). Полученные графиты прессовались в NEC мишени для ускорительного масс-спектрометра. Измерение AMS радиоуглеродного возраста проводилось в Центре изотопных исследований Университета Джорджии, США (CAIS). Соотношение $^{14}\text{C}/^{13}\text{C}$ в графите измерено на 0.5 MeV тандемной системе ускоритель-масс-спектрометр 1.5SDH-1 Pelletron AMS (Zazovskaya et al., 2016).

Все измерения проводились относительно ОХП стандарта, радиоуглеродный возраст был рассчитан с использованием значения периода полураспада Либби 5568 лет. Все даты были скорректированы для естественного изотопного фракционирования. Калибровка всех полученных дат была произведена в программе OxCal v.4.4.2 (Ramsey, 1995) с использованием калибровочной кривой IntCal20 (Reimer et al., 2020). В тексте калиброванные датировки имеют обозначение “калиброванных лет назад” (кал. л. н.).

Анализ содержания органического углерода, азота и их соотношения также выполнялись в лаборатории ИГРАН методом сухого сжигания с использованием CHNS анализатора Vario Isotope Cube (Elementar, Германия) для 17 образцов.

Спорово-пыльцевой анализ 20 образцов (толщина отобранного слоя для каждого образца от 2 до 4 см, положение образцов в разрезе см. рис. 2) проводился в лаборатории Геоморфологических и палеогеографических исследований полярных регионов и Мирового океана Санкт-Петербургского государственного университета (СПбГУ). Для обработки материала использовался сепарационный метод Гричука (Гричук, Заклинская, 1948)

с применением 10% раствора HCl , 10% раствора NaOH и калий-кадмиевой тяжелой жидкости плотностью 2.29 г/см^3 . Минеральные пелитовые частицы удалялись ультразвуком (Swynar et al., 1979). Приготовленные на основе глицерина слайды изучались под микроскопом с увеличением $\times 400$ раз. В пробе подсчитывалось от 50 до 250 пыльцевых зерен. Определение микрофоссилий осуществлялось с помощью атласов (Куприянова, Алешина, 1972, 1978; Бобров и др., 1983; Moore et al., 1991; Савельева и др., 2013) и эталонной коллекции современной пыли СПбГУ. В слайдах были также обнаружены динофлагелляты. Процентное содержание каждого таксона рассчитывалось от общей суммы пыли наземных растений. Количество дочетвертичных микрофоссилий вычислялось от общей суммы четвертичных пыли и спор. Спорово-пыльцевая диаграмма построена с использованием программного обеспечения TGView (Grimm, 2004).

Диатомовый анализ для 14 образцов (толщина отобранного слоя для каждого образца от 2 до 4 см, положение образцов в разрезе см. рис. 2) выполнялся в ААНИИ по стандартной методике (Диатомовые ..., 1974) с использованием водного раствора $\text{Na}_4\text{P}_2\text{O}_7 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ и тяжелой жидкости плотностью 2.29 г/см^3 . При подготовке постоянного предметного стекла применялась среда с показателем преломления 1.67–1.68. Изучение структуры створок и панцирей диатомей для их видового определения осуществлялось на световом микроскопе МИКМЕД-5 с использованием цифровой камеры. Определение видов диатомовых водорослей проводилось по данным атласов и монографий (Krammer, Lange-Bertalot, 1986, 1988, 1991; Чудаев, Гололобова, 2016; Куликовский и др., 2017 и др.). Процентное количество каждого таксона устанавливалось при подсчете 300 створок в образце. Для построения диаграмм использовалась программа PanPlot.

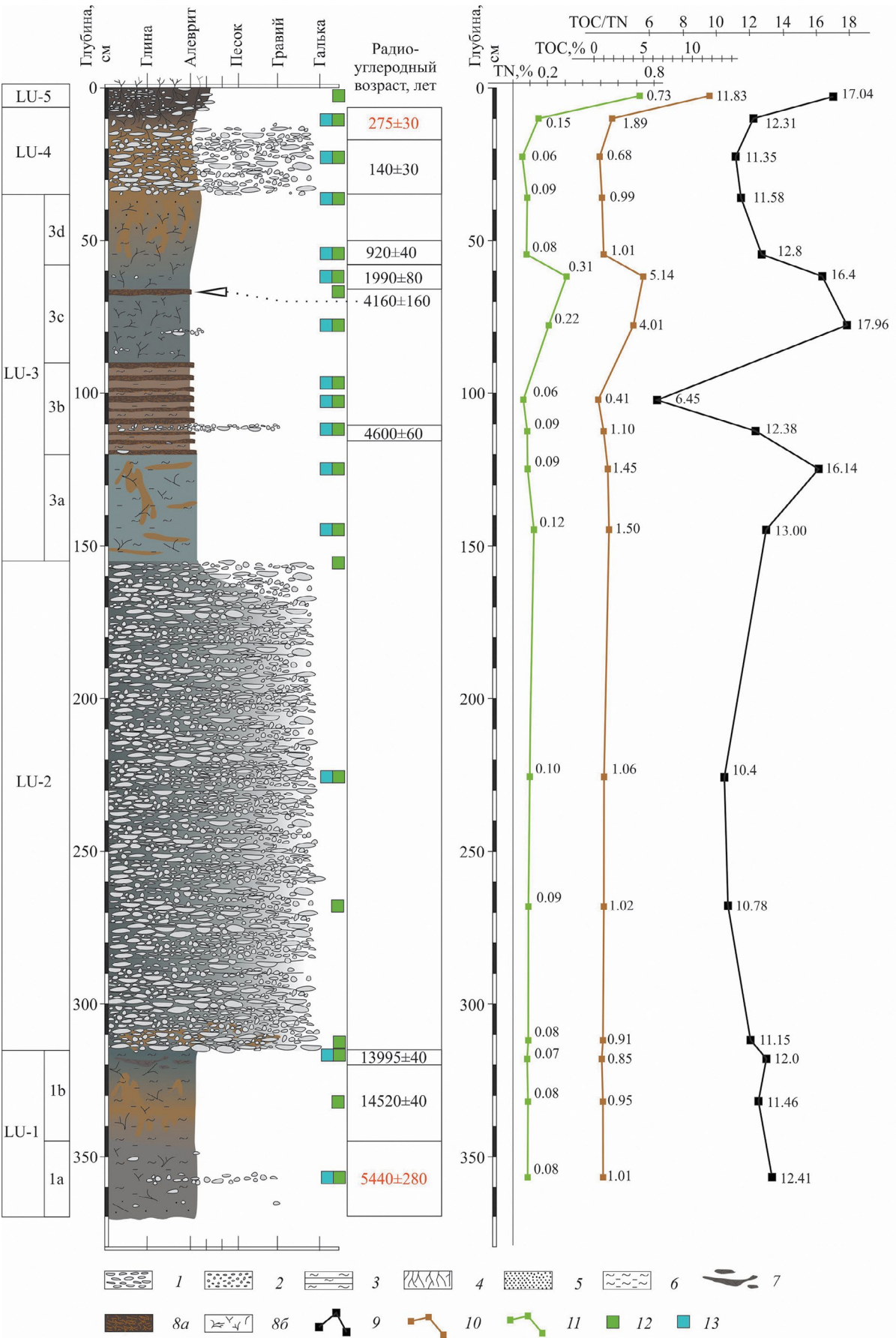
4. РЕЗУЛЬТАТЫ

4.1. Литологическое строение

В разрезе GD-1 можно выделить пять основных литологических горизонтов (LU1–LU5) и несколько подгоризонтов (буквы a, b, c, d), отражающих смену условий осадконакопления (рис. 2).

LU-1a (370–345 см) — песчано-алевритовый материал (алеврит, мелкозернистый песок) сизовато-темно-серого цвета, с небольшим количеством растительных остатков и гравия. Наблюдается наклонное залегание (азимут простирания СЗ (315), азимут падения — 225, угол падения — 30–35°), возможно переотложение.

LU-1b (345–315 см) — песчано-алевритовый материал, массивной текстуры, сизовато-серый



с охристыми подтеками в средней части горизонта, в интервале 345–320 см. В верхней части толщи встречаются растительные остатки, редкие органо-минеральные линзы коричневого цвета. Контакт с вышележащим горизонтом четкий.

LU-2 (315–155 см) – перебитый галечно-гравийный материал с крупнозернистым песком. Слоистость субгоризонтальная, циклическая, выделяется по смене размерности. Окатанность обломочного материала средняя и хорошая (2 и 3 классы), материал – преимущественно аргиллиты, реже встречаются алевролиты, гальки уплощенные. В нижней части толщи (315–310 см) наблюдаются линзы алевролита охристого цвета с гравием и галькой. Включений органического материала не наблюдается.

LU-3 (155–35 см) – в целом представлен алевроитовым и песчаным материалом с варьирующейся концентрацией органического материала.

LU-3a (155–120 см) – мелкозернистые пески и алевроиты сизовато-серого цвета, массивной текстуры, с охристыми подтеками и включениями растительных остатков.

LU-3b (120–90 см) – субгоризонтальное циклическое переслаивание алевроитов коричневого цвета и торфяных прослоев. Торф – гипновый, слабой степени разложения.

LU-3c (90–58 см) – сизовато-серые алевроиты массивной текстуры, с большим количеством растительных остатков, редкими включениями гравия. На глубине 68–67 см есть прослой гипнового торфа слабой степени разложения.

LU-3d (58–35 см) – сизые алевроиты и мелкозернистые пески массивной текстуры с включениями растительных остатков, на глубине 50–35 см – охристые подтеки.

LU-4 (35–7 см) – бурые алевроиты и пески массивной текстуры с большим количеством включений гравия и гальки алевролитов, аргиллитов и песчаников (слабо окатанные обломки, 1–2 классы окатанности). Следы почвенных процессов, оглеения, горизонт пронизан корнями растений.

LU-5 (7–0 см) – современные почвенно-растительные образования (оторфованная подстилка).

4.2. Возраст отложений

Результаты радиоуглеродного датирования показывают, что разрез GD-1 формировался в позднем плейстоцене–голоцене (табл. 1, рис. 2). Инверсии радиоуглеродного возраста наблюдаются в верхней и нижней частях разреза. Содержание гравийного и галечного материала в верхней изученной толще, к которой приурочена инверсия радиоуглеродных дат, может быть подтверждением переотложения. Также вероятна миграция органического вещества с грубообломочным материалом в сезонно-талом слое. Отложения в самом низу, в подошве разреза имеют наклонное залегание (примерно по склону) и находятся в зоне периодического затопления при подъеме уровня речных вод, следовательно, причинами “омоложения” их возраста относительно вышележащих отложений может быть занос органики речными водами или переотложение путем смещения грунта вниз по склону. Две радиоуглеродные датировки в вышележащих отложениях показывают возраст древнее голоцена. На их удревнение может оказывать влияние включения в отложения “мертвого” углестого материала из палеоценовых пород (Orheim et al., 2011, Kusch et al., 2021). В наибольшей степени удревнение, вызванное примесью тонкодисперсного “мертвого” углестого материала, касается датирования образцов грунта по общему углероду (ТОС, bulk). Тогда как датировки растительных остатков с суши более достоверны (Snyder et al., 1994). В нашем случае возможность удревнения образцов маловероятна. Как известно, примесь 1% “мертвого” по ^{14}C активности углерода дает ошибку около 80 радиоуглеродных лет, и тогда примесь “мертвого” углерода (керогена, графита, каменного угля, продуктов сжигания ископаемого топлива и др.) даже на уровне 50% приводит к удревнению, равному одному периоду полураспада ^{14}C (Zazovskaya et al., 2022). Однако содержание ТОС, соотношение ТОС и содержания азота (TN)



Рис. 2. Литология, результаты радиоуглеродного датирования, определения содержания и соотношения органического углерода и азота (ТОС, TN, ТОС/TN) по разрезу GD-1.

1 – галька; 2 – гравий; 3 – алеврит; 4 – почва и корни растений; 5 – песок; 6 – глина; 7 – органо-минеральные линзы и прослои; 8 – торф (а) и растительные остатки (б); 9 – соотношение ТОС/TN; 10 – ТОС, в %; 11 – TN, в %, 12 – места отбора проб на спорово-пыльцевой анализ; 13 – места отбора проб на диатомовый анализ, LU – литологические горизонты (LU1–LU5) и подгоризонты (1a, 1b, 3a, 3b, 3c, 3d). Цветовая заливка в литологической колонке соответствует цвету отложений.

Fig. 2. Lithology, results of radiocarbon dating, determination of the content and ratio of organic carbon and nitrogen (ТОС, TN, ТОС/TN) along the GD-1 section.

1 – pebbles; 2 – gravel; 3 – silt; 4 – soil and plant roots; 5 – sand; 6 – clay; 7 – organomineral lenses and interlayers; 8 – peat (a) and plant remains (b); 9 – ТОС/TN ratio; 10 – ТОС, %; 11 – TN, %, 12 – samples for pollen analysis; 13 – samples for diatom analysis, LU – lithological units (LU1–LU5) and subunits (1a, 1b, 3a, 3b, 3c, 3d). The color fill in the lithology column corresponds to the color of the sediments.

Таблица 1. Результаты радиоуглеродного датирования по содержанию общего углерода (TOC, bulk) методами LSC и AMS ^{14}C и калиброванный возраст для образцов разреза GD-1

Table 1. Results of radiocarbon dating for total carbon content (TOC, bulk) using LSC and AMS ^{14}C methods and calibrated age for samples from the GD-1 section

Лабораторный номер	Глубина отбора, см	Датированный материал	Возраст		Калиброванный диапазон 68%, кал. л. н.
			^{14}C л. н.	кал. л. н.	
IGAN5195	7–17	TOC, bulk	275±30	350±70	430–390 (32.6%) 320–285 (35.6%)
IGAN5196	17–35	TOC, bulk	140±30	140±80	270–245 (9.0%) 230–210 (8.4%) 200–185 (3.9%) 150–130 (6.8%) 120–60 (25.7%) 45–10 (14.4%)
IGAN5197	50–58	TOC, bulk	920±40	835±50	910–840 (38.3%) 835–780 (29.9%)
IGAN5198	58–66	TOC, bulk	1990±80	1930±110	2045–2020 (5.1%) 2010–1820 (63.2%)
IGAN5180	66–67	TOC, bulk	4160±160	4690±230	4870–4430 (68.3%)
IGAN5182	110–115	TOC, bulk	4600±60	5300±130	5470–5370 (31.4%) 5360–5280 (23.6%) 5170–5130 (7.7%) 5110–5070 (5.5%)
IGAN _{AMS} * 5183	315–320	TOC, bulk	13995±40	17030±70	17080–16970 (68.3%)
IGAN _{AMS} 5184	320–345	TOC, bulk	14520±40	17700±130	17860–17690 (43.9%) 17660–17540 (24.4%)
IGAN5185	345–370	TOC, bulk	5440±280	6240±320	6550–5910 (68.3%)

Примечание. AMS* – измерения радиоуглеродного возраста методом ускорительной масс-спектрометрии.

в исследованных образцах (соотношение TOC/TN, см. рис. 2) также исключает предположение о возможности сильного удреждения их радиоуглеродного возраста из-за примесей “мертвого” углерода. Датировки возрастного диапазона 17–18 тыс. кал. л. н. получены для центральной части Земли Норденшельда впервые.

4.3. Содержание органического углерода и азота

Значения содержания органического углерода (TOC), азота (TN) и их соотношения (TOC/TN) заметно варьируют по разрезу, и эти вариации в целом приурочены к смене литологических горизонтов и подгоризонтов (рис. 2). В горизонте LU-1 количество TOC составляет 0.85–1.1%. Соотношение TOC/TN колеблется в пределах 11.46–12.41, показывая наибольшее значение в нижнем подгоризонте, где высока вероятность переотложения и заноса современной органики. Стабильно низкое содержание органического материала и величины

TOC/TN в гравийно-галечном горизонте LU-2, сменяется резкими колебаниями значений в горизонтах LU-3 – LU-5, где в образце из слоя алевроитов в подгоризонте LU-3b зафиксировано минимальное по разрезу содержание TOC и соотношения TOC/TN (6.45). В следующих выше образцах подгоризонта LU-3с определено высокое содержание органического вещества и максимальное по разрезу соотношение TOC/TN (17.96). Высокие показатели TOC и TN наблюдаются в поверхностном, почвенно-растительном горизонте LU-5.

4.4. Результаты спорово-пыльцевого анализа

Как видно на рис. 3, в интервале глубин 370–120 см обнаружены лишь единичные зерна пыльцы и спор, за исключением образца на глубине 150–140 см, в котором подсчитано более 60 пыльцевых зерен; на глубинах от 120 см до поверхности разреза количество зерен варьирует от 50 до 250. В спорово-пыльцевых спектрах присутствует

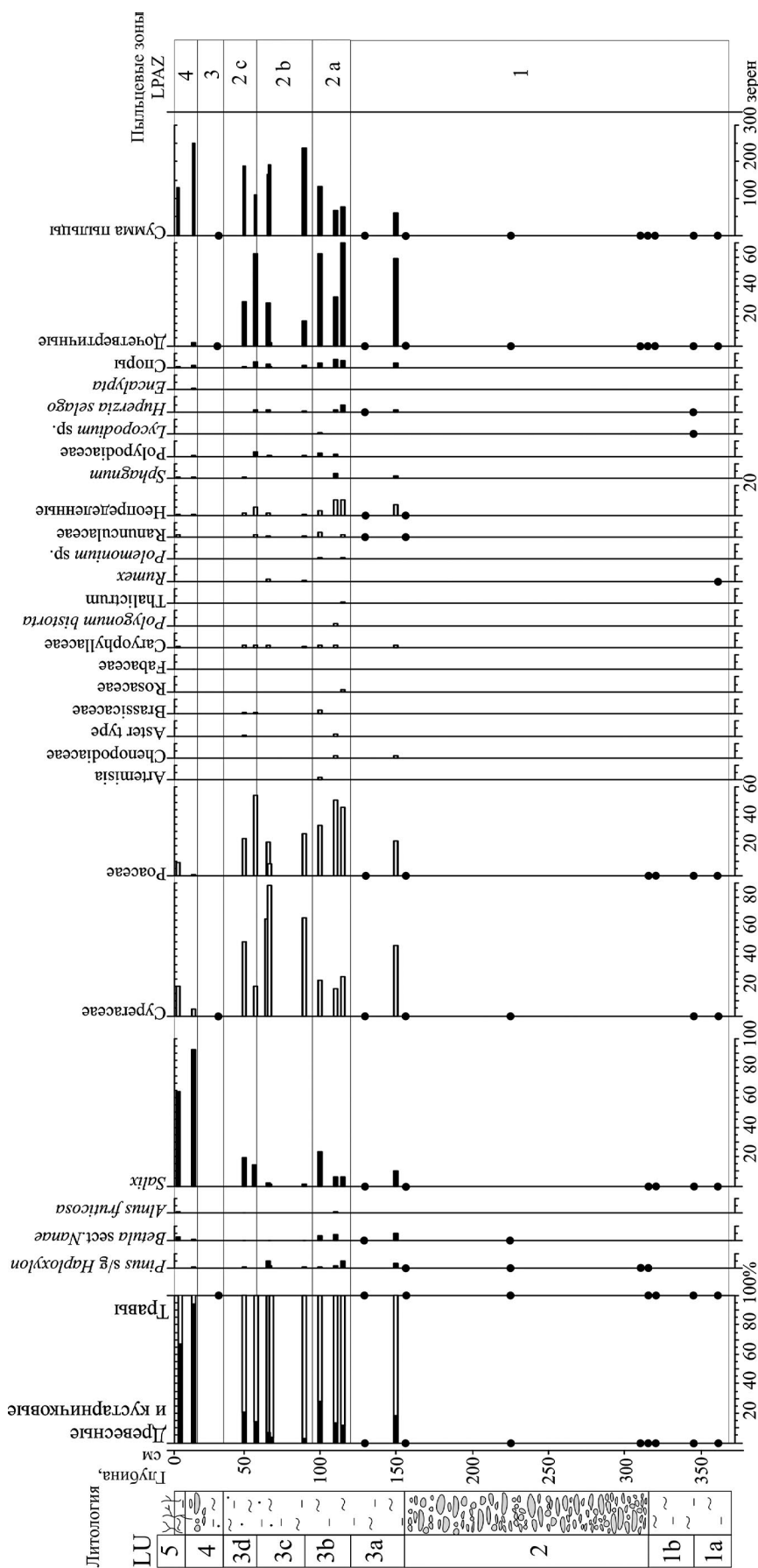


Рис. 3. Диаграмма процентного содержания пыльцы и спор по разрезу GD-1.
Fig. 3. Pollen and spore percentage diagram for section GD-1.

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 среди 14 таксонов пыльцы постоянно доминировали только 2 — Cyperaceae и Poaceae. В большинстве проб содержатся частицы углистых аргиллитов, дочетвертичные микрофоссилии плохой сохранности и динофлагелляты, указывая на размыв древних отложений и занос аллохтонного материала на протяжении практически всего времени формирования разреза.

По характерным изменениям в составе спорово-пыльцевых спектров и соотношению основных доминантов выделены пыльцевые зоны (LPAZ-1—LPAZ-4) и подзоны (буквы а, б, с).

LPAZ-1 (370—120 см). Насыщенность препаратов пыльцой и спорами крайне низкая (кроме интервала глубин 150—140 см), преобладают переотложенные, сильно минерализованные и уплотненные микрофоссилии темно-коричневого цвета; много углистых частиц. В образцах с глубин 345—370 см, 320—345 см, 310—315 см обнаружены динофлагелляты, предположительно дочетвертичного возраста. Практически полное отсутствие спор и пыльцы 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 прибрежных условиях или в долине реки.

LPAZ-2a (120—95 см) представлена спорово-пыльцевыми спектрами трех образцов, в которых на фоне господства пыльцы Poaceae (35—50%) и Cyperaceae (20—30%) содержание пыльцы *Salix* составляет около 8% и достигает максимума около 25% на глубине 100—95 см. Количество пыльцы *Pinus* не превышает 5%, а *Betula* sect. *Nanae* — 3%. Споры представлены в незначительном количестве (*Huperzia* sp., *Sphagnum*, Polypodiaceae). Насыщенность препаратов микрофоссилиями средняя. Количество переотложенных зерен достигает 65%. Подзона отражает развитие осоково-злаковых моховых тундр с участием кустарничковых ив и берез.

LPAZ-2b (95—58 см) представлена спектрами трех образцов, в которых преобладает пыльца Cyperaceae (65—80%), затем Poaceae (15—30%). Полностью исчезает пыльца *Betula* sect. *Nanae*, а количество *Salix* сокращается до 2—3%. Количество переотложенных микрофоссилий составляет 20—30%. При этом общее количество зерен пыльцы значительно выше, чем в образцах подзоны 2a. Подзона отражает развитие монодоминантных сообществ из представителей семейства осоковых с участием злаковых.

LPAZ-2с (58—35 см) представлена спектрами двух образцов, в которых попеременно доминирует пыльца Poaceae (55 и 25%) и Cyperaceae (20 и 50%), а количество пыльцы *Salix* возрастает до 25%. Другие пыльцевые и споровые таксоны представлены единичными зернами. Содержание переотложенных микрофоссилий колеблется от 30 до 60%, количество пыльцы и спор *in situ* снижается. Помимо травянистых осоково-злаковых сообществ появляются кустарничковые виды — полярная ива и карликовая береза.

LPAZ-3 (35—17 см) представлена образцом, в котором обнаружено одно пыльцевое зерно Cyperaceae и 10 микрофоссилий дочетвертичного возраста, что свидетельствует о неблагоприятных условиях для накопления пыльцы и спор.

LPAZ-4 (17—0 см) характеризуется спектрами двух образцов, в которых господствует пыльца *Salix*. Группа трав представлена пыльцой Cyperaceae, Poaceae, Caryophyllaceae, Ranunculaceae и Fabaceae. Споровые растения представлены единичными зернами *Sphagnum*, *Lycopodium* sp. Обнаружено лишь несколько переотложенных микрофоссилий, при общей средней насыщенности препаратов зернами пыльцы и спор. Спектры отражают современную растительность — травяно-ивковую тундру.

4.5. Результаты диатомового анализа

В отложениях разреза GD-1 выявлено 70 видов диатомей и выделено пять диатомовых зон (LDAZ); в интервалах глубин 370—345, 310—155, 35—17 см диатомей не обнаружено (рис. 4).

LDAZ-1 (345—310 см) — в образце интервала 345—315 см обнаружены единичные пресноводные диатомей и обломки створок переотложенных морских диатомей *Grunowiella gemmata* (Grunow) Van Heurck, *Paralia grunowii* Gleser и др. В интервале 315—310 см установлены немногочисленные пресноводные бентосные диатомей, представленные холодноводным обрастателем *Cymboplectura tynni* (Krammer) Krammer, реофилом *Hannae arcus* (Ehrenberg) Patrick, и другими. Находка пресноводных диатомей позволяет предположить существование неглубокого пресного водоема.

LDAZ-2 (155—120 см) — в образцах определены пресноводные бентосные диатомовые комплексы, состоящие из 33 видов, и немногочисленные цисты золотистых водорослей. Створки диатомей средней сохранности, много обломков. В диатомовых комплексах много пресноводных бентосных ацидофильных диатомей. Преобладают диатомовые донного рода *Pinnularia* Ehrenberg (14 видов). В их числе доминанта комплекса олигогалоб, ацидофил *P. interrupta* W. Smith (до 37% от общего состава комплекса) — этот вид отмечается как

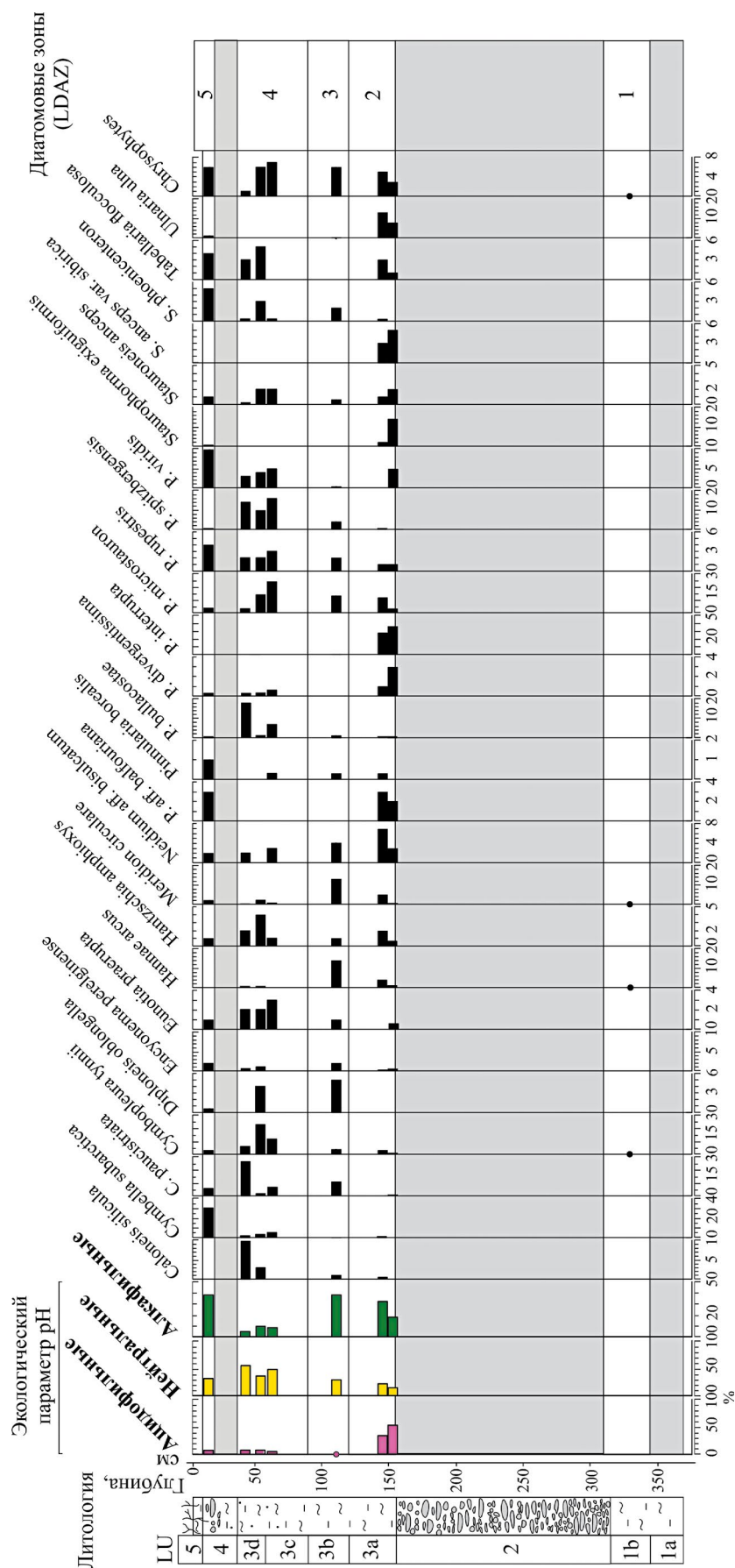


Рис. 4. Процентная диаграмма доминирующих и определенных видов диатомей по разрезу GD-1. Все данные нанесены на график в зависимости от глубины (см) и в % от общей численности в образце.

Fig. 4. Percentage diagram of dominant and specific diatom species along section GD-1. All data are plotted against depth (cm) and as % of total abundance in the sample.

показательный ацидофильный для малых водоемов Карелии (Шелехова, 2006). В качестве субдоминанты обнаружен олигогалоб, индифферент по pH *P. microstauron* (Ehrenberg) P. T. Cleve (до 12%). Сопутствующие виды представлены бентосными холодноводными и космополитными обрастателями *Cymbella subarctica* Krammer, *Cymboplectura tynni*, *Hannae arcus*, *Meridion circulare* (Greville) Agardt, *Staurophormia exiguiformis* (Lange-Betalot) Flower, Jones, Round, *Tabellaria flocculosa* (Roth) Kützing, *Ulnaria ulna* (Nitzsch) Compère. Сопутствующие донные диатомеи представлены *Caloneis silicula* (Ehrenberg) P. T. Cleve, *Hantzschia amphioxys* (Ehrenberg) Grunow, *Luticula mutica* (Kützing) D. G. Mann, видами рода *Navicula* Bory (3 вида), в их числе *N. cincta* (Ehrenberg) Ralfs, видами рода *Neidium* Pfitzer (2 вида), видами рода *Nitzschia* Hassall (2 вида, в их числе *Nitzschia perminuta* (Grunow) Peragallo), виды рода *Stauroneis* Ehrenberg (3 вида), в их числе встреченный только в этой части разреза *S. anceps* var. *siberica* Grunow. Диатомовые комплексы характеризуют формирование отложений в условиях пресного, холодноводного, очень мелкого водоема с небольшим поступлением текущих вод.

LDAZ-3 (120–90 см) – в образце установлен численно богатый бентосный пресноводный диатомовый комплекс, состоящий из 30 видов, и немногочисленные цисты золотистых водорослей. Доминируют холодноводные реофилы *Hannae arcus* (14%) и *Meridion circulare* (13%), обрастатель *Cymboplectura tynni*. Им сопутствуют диатомовые рода *Pinnularia* (7 видов, в их числе *P. microstauron*, олигогалоб *P. spitzbergensis* P. T. Cleve). Более разнообразны в видовом отношении по сравнению с установленными в LDAZ-2 виды эпифитных родов *Cymbella* Agardh и *Encyonema* Kützing. Также присутствуют донные *Caloneis silicula*, виды рода *Diploneis* (Ehrenberg) P. T. Cleve, *Hantzschia amphioxys*, *Stauroneis anceps* Ehrenberg, *S. phoenicenteron* Ehrenberg, *Tabellaria flocculosa*. Преобладают пресноводные бентосные алкалофильные диатомеи. Из ацидофильных видов единично присутствует холодноводный *Eunotia praerupta* Ehrenberg. Осадконакопление шло в условиях пресного неглубокого водоема с щелочной реакцией среды, вероятно, с периодическим усилением речного стока, о чем свидетельствуют реофильные диатомеи.

LDAZ-4 (90–35 см) – в образцах обнаружены пресноводные бентосные диатомовые комплексы, насчитывающие 51 вид, и многочисленные цисты золотистых водорослей. Преобладают *Cymbella subarctica* (до 31%), *C. paucistriata* Cleve-Euler (до 27%), *Cymboplectura tynni* (до 23%),

Pinnularia microstauron (до 24%); ацидофильный *P. aff. streptoraphe* var. *minor* (P. T. Cleve) P. T. Cleve (до 18%), предположительно ацидофильный *P. spitzbergensis* (до 16%). Присутствуют донные виды *Caloneis silicula*, рода *Navicula*, *Neidium aff. bisulcatum*, *Stauroneis anceps*, *S. phoenicenteron*, *Hantzschia amphioxys*, эпифитный *Tabellaria flocculosa*. Численность реофильных видов *Hannae arcus* и *Meridion circulare* не превышает 2%. Единично обнаружены аэрофильные *Luticula mutica*. Преобладают пресноводные бентосные алкалофильные диатомеи, количество ацидофильных видов возрастает до 27% (виды рода *Eunotia* Ehrenberg и *Pinnularia*). Диатомовые комплексы свидетельствуют о существовании мелководного холодноводного водоема с пресной щелочной водой и значительным поступлением болотных вод.

LDAZ-5 (17–7 см) – установлен пресноводный бентосный диатомовый комплекс, обедненный в количественном и видовом отношении (26 видов). Обнаружены многочисленные цисты золотистых водорослей. Преобладают диатомовые обрастатели *Cymbella subarctica* (15%), *C. paucistriata* (19%) и виды рода *Encyonema*. Остальные виды встречаются редко. Преобладают пресноводные бентосные алкалофильные диатомеи, болотные виды составляют около 1%, реофильные виды отсутствуют. Диатомовая ассоциация предполагает существование мелководного холодноводного пресного водоема, отложения формировались в его литоральной зоне, условия для вегетации диатомей были, вероятно, более суровыми, чем при формировании LDAZ-4 и LDAZ-3.

5. ОБСУЖДЕНИЕ

Вариации характеристик отложений по разрезу GD-1 (рис. 2–4) связаны со сменой условий осадконакопления вследствие изменений климата, базиса эрозии (уровня моря), оледенения и ландшафтов. Локальным фактором формирования разреза было его расположение у одного из основных русел реки (как и в настоящее время) и вблизи высокого склона коренных пород.

5.1. Хронология и условия формирования отложений в точке GD-1

Наклонное залегание отложений нижнего подгоризонта LU-1a и инверсия значения их радиоуглеродного возраста в сравнении с возрастом вышележащего подгоризонта LU-1b (табл. 1, рис. 2) указывают на высокую вероятность наличия перетолженного материала в подгоризонте LU-1a. Он мог быть занесен на подошву склона террасы при осыпании грунта и дальнейшем затоплении в половодье. Поэтому данные изучения подгоризонта LU-1a не учитываются в реконструкции.

В песчано-алевритовых отложениях подгоризонта LU-1b (345–315 см) встречаются единичные зерна четвертичных пыльцы и спор, что может означать скудность растительного покрова и низкую продуктивную способность растений, или неблагоприятные условия для фоссилизации. Наличие в верхней части подгоризонта пресноводных бентосных диатомей позволяет предположить существование неглубокого пресноводного водоема. Вероятно, осадки накапливались в условиях затопляемой поймы или заводи. Радиоуглеродное датирование отложений подгоризонта показало возраст древнее голоцена (табл. 1).

Гравийно-галечные, субгоризонтально слоистые отложения горизонта LU-2 (315–155 см) характеризуются практически полным отсутствием пыльцы и спор, отсутствием диатомей и низким содержанием органического вещества на фоне наличия переотложенных дочетвертичных микрофоссилий, динофлагеллят. Здесь нет обломков раковин моллюсков и фрагментов плавника, — свидетельств участия морских вод в образовании данной толщи. При этом окатанность обломков свидетельствует, что изначально материал формировался в морских прибрежных условиях и уже после был преобразован водотоками. По-видимому, горизонт LU-2 формировался в условиях довольно сильного стока — в пролювиальном конусе выноса или русловом осадконакоплении. При этом уровень моря (базис эрозии) вряд ли был намного ниже этого горизонта, мог быть стабильным или даже медленно повышаться. Резкая граница горизонтов LU-2 и LU-1 свидетельствует о размыве отложений перед началом аккумуляции гравийно-галечного материала, поэтому можно примерно оценить лишь время завершения этой аккумуляции на основании возрастных характеристик вышележащего подгоризонта LU-3a.

Диатомовый комплекс зоны LDAZ-2 и спорово-пыльцевой спектр в интервале глубин 150–140 см свидетельствуют о накоплении алевритов и мелкозернистых песков подгоризонта LU-3a (155–120 см) в пресном, очень мелком, холодноводном водоеме (озеро?) с небольшим поступлением вод; окружающий растительный покров был разреженным. Рост значений соотношения ТОС/ТН (относительно нижележащего гравийно-галечного материала) отражает как появление растительности, так и условия слабого водообмена, замедления процессов разложения органики. Вероятно, осадконакопление в точке GD-1 шло при снижении уровня моря (базиса эрозии) и сравнительно холодных условиях. Если условно принять скорость накопления преимущественно песчано-алевритовых отложений интервала глубин

155–66 см одинаковой, то ее расчетная величина (около 1 см за 10 лет) по значениям датировок возраста на глубинах 66 см (4160 ± 160 л. н.) и 112.5 см (4600 ± 60 л. н.) предполагает образование подгоризонта LU-3a в период ~5000–4700 л. н. (~5700–5400 кал. л. н.).

В слоистых минерально-торфяных отложениях подгоризонта LU-3b (120–90 см) снижается содержание ТОС и ТН, диатомовый комплекс (LDAZ-3) отражает усиление стока, а спорово-пыльцевой спектр (LPAZ-2a) свидетельствует о развитии в окрестностях осоково-злаковой моховой тундры с участием кустарничковых ив и берез. В предполагаемый период накопления этого подгоризонта (~4700–4400 л. н., ~5400–5000 кал. л. н.), на фоне заметного потепления и понижения уровня моря в долине Грендален сокращались участки застойного увлажнения, развивалось теплолюбивое растительное сообщество, а пойма, где находилась точка GD-1, была заболочена и периодически затоплялась речными водами во время высоких паводков, которые могли быть связаны в том числе с перегораживанием устья морским льдом.

Алевриты подгоризонта LU-3c на глубинах 90–66 см накапливались в условиях похолодания, в водоеме с застойным режимом: в отложениях очень мало древних занесенных микрофоссилий (уменьшение притока вод), повышено содержание ТОС и ТН (ухудшение условий разложения органического материала); спорово-пыльцевой спектр (LPAZ-2b) отражает развитие в районе злаково-осоковой тундры, исчезает пыльца *Betula sect. Nanae*. Предполагаемый период существования таких условий (~4400–4100 л. н., ~5000–4600 кал. л. н.) завершился накоплением слоя торфа. Значение возраста отложений интервала 66–58 см (1990 ± 80 л. н., ~1930 $\pm$ 110 кал. л. н.) указывает на перерыв или экстремально низкие скорости осадконакопления в точке GD-1, причиной чего могли быть усиление похолодания и низкая продуктивность растительных сообществ в районе. Время окончания таких условий можно оценить, исходя из значения датировок на границе подгоризонтов LU-3d (1990 ± 80 л. н.) и LU-3c (920 ± 40 л. н.), для глубины 58 см оно рассчитывается как ~1450 л. н. (~1350 кал. л. н.), хотя это значение, безусловно, является предположительным.

Условия формирования алевритов и мелкозернистых песков подгоризонта LU-3d (58–35 см) были влажнее и, вероятно, теплее, чем для подгоризонта LU-3c. В составе травянистых осоково-злаковых сообществ появляются полярная ива и карликовая береза (подзона LPAZ-2c), в отложениях растет содержание древних микрофоссилий и снижается содержание ТОС и ТН (увеличение

стока вод), диатомовый комплекс свидетельствует о возможности поступления болотных вод.

Инверсия в значениях датировок в верхней части разреза GD-1 не позволяет определить продолжительность накопления подгоризонта LU-3d и время образования горизонтов LU-4, LU-5. Хронологию этих событий можно оценить лишь приблизительно, на основе интерпретации характеристик отложений горизонта LU-4 (35–7 см): обилие в этом горизонте песка, гравия и щебня во вмещающих алевроитах, при плохой сортировке материала и низком содержании органического вещества могут свидетельствовать о пролювиально-делювиальном генезисе отложений. Практически полное отсутствие пыльцы, спор, диатомей и древних микрофоссилий может свидетельствовать как о неблагоприятных условиях фоссилизации, так и о холодных климатических условиях. Положение толщи в разрезе, литологическое строение и отсутствие микрофоссилий позволяют предположить, что формирование горизонта происходило в условиях малого ледникового периода (МЛП), вероятно, при воздействии снежника, разросшегося на близлежащем склоне долины. Отложения также могли накапливаться в условиях деградации снежного покрова и, как следствия, интенсификации площадного смыва и временных водотоков.

Диатомовый комплекс LDAZ-5 (7–0 см) свидетельствует о том, что отложения верхнего горизонта LU-5 накапливались сначала в сравнительно холодных (холоднее, чем для подгоризонта LU-3d) и влажных условиях (вероятно, таяние снежника); содержание ТОС в отложениях еще невысокое. Самый верх разреза отложений (7–0 см) сформирован в близкой к современной природной обстановке: здесь редки древние микрофоссилии (отсутствие влияния стока вод), высоко содержание органики, а спорово-пыльцевой спектр LPAZ-4 отражает современную растительность. Вероятнее всего эти отложения накапливались в результате воздействия временных водотоков и плоскостного смыва.

Так как верхняя часть отложений имеет элювиально- и пролювиально-делювиальный генезисы, оценить геоморфологический возраст I нпт можно только приблизительно — средний голоцен.

5.2. Последледниковые изменения природной среды в районе западной части Земли Норденшельда

Результаты изучения разреза GD-1 и их сопоставление с итогами предшествующих исследований (рис. 5) дают возможность обсудить и уточнить представления об изменениях климата, уровня моря и ландшафтов в рассматриваемом районе в конце позднего плейстоцена—голоцене.

Значения радиоуглеродного возраста отложений нижней части разреза позволяют предположить

наличие свободных ото льда участков в рассматриваемом районе Земли Норденшельда уже ~14000–14500 л. н. (~17000–17700 кал. л. н.). Этот вывод не противоречит ранее опубликованным результатам изучения залегающих в оз. Линне (см. рис. 1) морских осадков с выводом об освобождении от оледенения долины озера до 12500 л. н. (~14700 кал. л. н.) (Mangerud, Svendsen, 1990). Многочисленные свидетельства морского воздействия 13000–12000 л. н. (~15600–13900 кал. л. н.) на другие районы побережья Западного Шпицбергена, запечатленные в морских формах рельефа и отложениях, были представлены в обобщении (Forman et al., 2004), а подсчитанные на основе высот и возраста древних береговых линий и морских террас амплитуды и скорости последледникового компенсационного поднятия некоторых территорий Шпицбергена позволили допустить существование на современной суше западной части Шпицбергена во время последнего ледникового максимума (ПЛМ) не единого ледникового покрова, а локальных ледников (Троицкий и др., 1985; Boulton, 1979; Salvigsen, Nydal, 1981).

Помимо вышеупомянутых следов воздействия морских вод на берега Западного Шпицбергена, существуют данные о наличии свободных от покровного оледенения участков суши на СЗ окраине Шпицбергена во время ПЛМ, полученные на основе радиоуглеродного датирования мхов и изучения озерных отложений на высоте около 35 м ОУМ (van der Bilt, Lane, 2019), ¹⁰Be датирования поверхности коренных пород и ледниковых образований (Landvik et al., 2003). Существование во время ПЛМ мест, которые могли быть “убежищами” для выживания флоры, также дает наилучшее объяснение развитию уже к 10600 л. н. (~12600 кал. л. н.) разнообразных растительных сообществ в долине Грендален и в других долинах Земли Норденшельда (Serebryanny et al., 1993). Меньшую мощность оледенения реконструируют авторы последних работ, основанных на анализе базы данных радиоуглеродных датировок SVALHOLA (Farnsworth et al., 2022).

Результаты исследования разреза GD-1 выступают дополнительным свидетельством о более ранней дегляциации и, вероятно, меньшей мощности оледенения ПЛМ на суше рассматриваемого района при сравнении с реконструированным по результатам морских геолого-геофизических исследований максимальным распространением сплошного ледникового покрова с суши Западного Шпицбергена к краю континентального шельфа около 15000 л. н. (Svendsen et al., 1996).

Высотное положение и возраст континентальных отложений дают сведения о более низком положении уровня моря в конкретные моменты

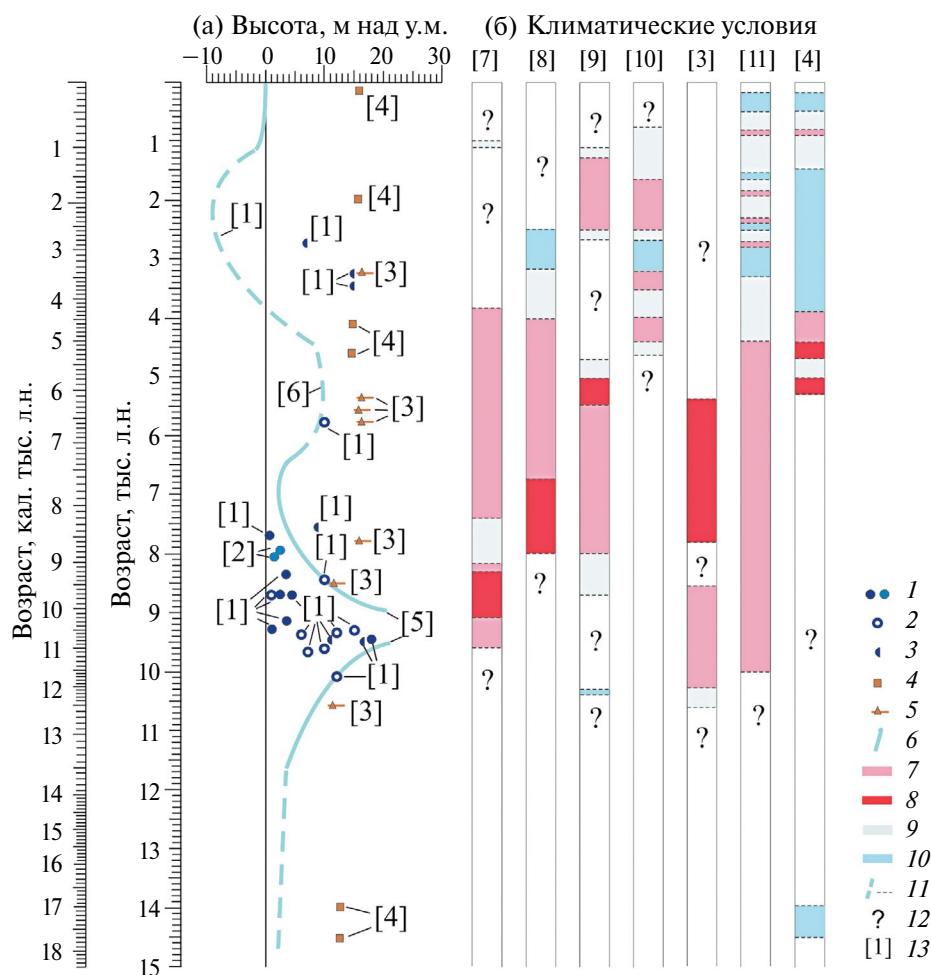


Рис. 5. Реконструкции изменения относительного уровня моря (а) и климатических условий (б) в районе долины Грендален на основе результатов изучения разреза GD-1 и предшествующих исследований.

1 – датировки раковин моллюсков в отложениях *in situ*; 2 – датировки раковин моллюсков на поверхности террас; 3 – датировки раковин моллюсков в напорной морене; 4 – датировки растительных остатков в разрезе GD-1; 5 – датировки растительных остатков в аллювиальных отложениях долины Грёндален с возможными интервалами высоты залегания образцов; 6 – кривая изменения относительного уровня моря; 7 – умеренное потепление (теплее, чем в настоящее время); 8 – потепление; 9 – умеренное похолодание (холоднее, чем в настоящее время); 10 – похолодание; 11 – предполагаемые высоты положения уровня моря и временные границы; 12 – отсутствие данных; 13 – источники данных ([1] – Шарин и др., 2014; [2] – Криячюнас и др., 2020; [3] – Serebryanny et al., 1993; [4] – разрез GD-1, [5] – Landvik et al., 1987; [6] – Forman et al., 2004; [7] – Mangerud, Svendsen, 2017; [8] – Birks, 1991; [9] – Сурова и др., 1982; [10] – Сурова и др., 1988; [11] – Svendsen, Mangerud, 1997).

Fig. 5. Reconstructions of changes in relative sea level (a) and climatic conditions (b) in the area of the Gröndalen valley based on the results of studying the GD-1 section and previous studies.

1 – dating of mollusk shells in sediments *in situ*; 2 – dating of mollusk shells on the surface of the terraces; 3 – dating of mollusk shells in the pressure moraine; 4 – dating of plant remains in the GD-1 section; 5 – dating of plant remains in alluvial deposits of the Gröndalen valley with possible intervals of sample height; 6 – relative sea level change curve; 7 – slightly warmer than currently; 8 – warming; 9 – a little colder than at present; 10 – cooling; 11 – estimated sea level heights and time boundaries; 12 – lack of data; 13 – data sources ([1] – Sharin et al., 2014; [2] – Kriauchiunas et al., 2020; [3] – Serebryanny et al., 1993; [4] – section GD-1, [5] – Landvik et al., 1987; [6] – Forman et al., 2004; [7] – Mangerud, Svendsen, 2017; [8] – Birks, 1991; [9] – Surova et al., 1982; [10] – Surova et al., 1988; [11] – Svendsen, Mangerud, 1997).

времени. На рис. 5а представлена реконструкция кривой изменения относительного уровня моря (ОУМ) в районе долины Грендален, выполненная на основе сравнительного анализа результатов изучения разреза GD-1 и других исследований:

изучения разреза континентальных отложений в 100 м выше от разреза GD-1 по правому борту долины Грендален (Serebryanny et al., 1993); изучения залегания и возраста морских отложений на берегах залива Грен-фьорд, возле мыса Фестинг

и в кутовой части долины Холлендардален (Шарин и др., 2014), а также на мысе Финнесет (Крячюнас и др., 2020). Кроме того, некоторые участки кривой на рис. 5а построены с учетом предшествующих выводов исследователей: участок с понижением уровня моря в позднем голоцене ниже его современного положения построен в соответствии с наличием подводной морской террасы в районе исследования (Шарин и др., 2014); участок с повышением ОУМ между примерно 6000 л. н. и 4500 л. н. построен в соответствии с наличием многочисленных свидетельств из других районов архипелага Шпицберген (Forman et al., 2004).

Реконструированная нами кривая изменений ОУМ показывает его быстрый рост и достижение морскими водами максимальных высотных отметок в районе исследования в период ~10000–9000 л. н. (~11500–10100 кал. л. н.), что установлено и на многих других прибрежных территориях Шпицбергена (Forman et al., 2004; Farnsworth et al., 2022; Кокин, 2020). Вместе с тем, ход кривой, учитывающей все радиоуглеродные датировки морских и континентальных отложений с их высотной привязкой, несколько противоречит выводу о максимальном послеледниковом подъеме уровня моря на западном и центральном побережьях Западного Шпицбергена (куда входит рассматриваемый нами район) 9600–9500 л. н. (11000–10900 кал. л. н.) до современной отметки 64 м, полученной на основе обобщения результатов изучения морских террас и отложений (Landvik et al., 1987). Место формирования изученного разреза затапливалось в это время морскими водами, при этом относительный уровень моря не мог достигать подобных отметок за столь короткий промежуток времени и, вероятно, не превышал первых десятков метров. Причиной расхождения реконструкций может служить высокая пространственная и временная мозаичность амплитуд послеледникового компенсационного поднятия территорий Западного Шпицбергена, обусловленная различиями геологического строения территорий и мощности перекрывающих их ледниковых толщ ПЛМ.

Отсутствие в разрезе GD-1 отложений периода с 14000 л. н. до примерно 6000–5000 л. н. (с ~17000 до ~6800–5700 кал. л. н.) объясняется его низким гипсометрическим уровнем и, как следствие, воздействием морских вод в раннем голоцене и после морской регрессии – местоположением у основного русла реки (большой эрозионный потенциал места). Для оценки последовательности аккумулятивно-денудационных процессов в точке GD-1 мы используем реконструированную кривую ОУМ (рис. 5а), собственные интерпретации из предыдущего раздела статьи, а также опубликованные

ранее результаты реконструкций палеоклиматических условий (рис. 5б). Последние получены при изучении разреза континентальных отложений в долине Грендален (Serebryannyu et al., 1993) как итог систематизации и анализа данных о времени и ареалах распространения термофильных видов морских моллюсков на архипелаге Шпицберген (Mangerud, Svendsen, 2017), в соответствии с изменениями видового состава привнесенных макроостатков растительности по колонке донных осадков оз. Скардтьорна вблизи северной оконечности оз. Линне (Birks, 1991). А также в результате обобщения результатов изучения спорово-пыльцевых комплексов торфяников Западного Шпицбергена и Северо-Восточной Земли архипелага (Сурова и др., 1982), интерпретации данных ботанического и спорово-пыльцевого анализов отложений торфяника в долине Колесдален (Сурова и др., 1988), в результате комплексных исследований донных осадков оз. Линне (Svendsen, Mangerud, 1997).

Сопоставляя все перечисленные реконструкции (рис. 5), можно предположить, что до начала голоцена в точке GD-1 шло медленное накопление отложений в континентальных условиях; в раннем голоцене эти отложения были переработаны и частично размыты в ходе резкого колебания ОУМ, так как участки высотой 13–15 м находились ниже уровня раннеголоценовой трансгрессии и были подвержены активному влиянию приливно-отливных движений морских вод в ходе снижения ОУМ. Затем, примерно до 6500 л. н. (~7400 кал. л. н.), в условиях установленного для Земли Норденшельда падения ОУМ (Landvik et al., 1987), на высотах 13–15 м в долине Грендален преобладали процессы перемывания или эрозии морских отложений при формировании русла и поймы (современной I нпт) р. Грен. Примерно с 6500 до 5000 л. н. (~7400–5700 кал. л. н.) развитие долины Грендален, как и многих других районов западного побережья Шпицбергена, шло на фоне подъема ОУМ (Landvik et al., 1987; Forman et al., 2004) и значительного потепления (см. рис. 5), что могло привести к усилению речного стока с преобладанием эрозии в начале этого периода, и активной аккумуляцией материала во время максимального подъема ОУМ.

Накопление гравийно-галечной толщи разреза GD-1 происходило, по-видимому, именно в период небольшого подъема (до 10 м) и кратковременной стабилизации ОУМ, в условиях потепления и сильного стока талых вод примерно между 6000 и 5000 л. н. (~6800–5700 кал. л. н.). Выше по долине в это время накапливались переслаивающиеся органоминеральные отложения, спорово-пыльцевые спектры которых отражают обводненность долины и значительное потепление (Serebryannyu

et al., 1993). Тогда же шло активное таяние остаточных ледников на водосборе, возможно, вплоть до их исчезновения, как произошло с ледниками на водосборном бассейне оз. Линне (Svendsen, Mangerud, 1997).

Примерно с 5000 л. н. (~5700 кал. л. н.) формирование разреза GD-1 шло преимущественно в контексте изменения климатических условий. Как видно на рис. 5, реконструированные потепления, похолодания в долине Грендален, в окружающих районах значительно различаются, а местами даже противоположны по времени, хотя в целом отражают существование более теплых условий примерно с 9000 до 4000 л. н. (~10100–4500 кал. л. н.), а затем преобладание периодов похолодания, в течение которых ОУМ мог опуститься ниже современной нулевой отметки, и произошло разрастание ледников с предполагаемым нами и другими авторами максимумом в МЛП (Шарин и др., 2014; Кокин, Кириллова, 2017).

Несхожесть палеоклиматических реконструкций, приведенных на рис. 5б, вызвана методическими и естественно-природными причинами. Изучаемые характеристики морских отложений (малакофауна), торфяников, осадков озер, аллювиальных отложений (флора, геохимия и granulometria) имеют различную по природе связь с климатическими условиями и поэтому содержат зачастую сложно сопоставимую палеоклиматическую информацию; хронология климатических изменений затруднена из-за отсутствия материала для датирования, а также в связи с множеством погрешностей, специфики датируемых отложений. Основной естественно-природной причиной различий отдельных палеоклиматических реконструкций в обширном регионе является большое влияние локальных факторов, например, геолого-геоморфологических особенностей, степени континентальности конкретных территорий. В связи с этим результаты изучения разреза GD-1, вероятно, в большей степени характеризуют местные климатические условия в районе долины Грендален и кутовой части залива Грен-фьорд: в целом относительно холодные, но поддерживающие летнее таяние условия ~14500–14000 л. н. (~17000–17700 кал. л. н.), примерно с 3900 до 1500 л. н. (~4300–1400 кал. л. н.) и, вероятно, во время МЛП; незначительные похолодания ~5000–4700 л. н. (~5700–5400 кал. л. н.), ~1500–1000 л. н. (~1400–900 кал. л. н.) и после ~900 л. н. (~800 кал. л. н.) до МЛП; относительные потепления ~4400–3900 л. н. (~5000–4300 кал. л. н.) и около ~900 л. н. (~800 кал. л. н.); теплые условия немногим ранее ~5000 л. н. (~5700 кал. л. н.) и ~4700–4400 л. н. (~5400–5000 кал. л. н.).

6. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты изучения разреза GD-1 показывают, что комплексные аналитические исследования отложений аллювиального генезиса в высокоширотной Арктике, где объекты с высоким содержанием органического материала редки, позволяют получить новые данные об изменении природной среды в прошлом и существенно дополнить имеющиеся палеорекострукции.

Полученные данные позволили выявить смену условий осадконакопления в точке GD-1 и, при сопоставлении с итогами предшествующих исследований, уточнили представление об изменениях природной среды в районе долины Грендален (СЗ часть Земли Норденшельда) в конце позднего плейстоцена–голоцено.

Возраст и континентальные условия формирования нижней части разреза GD-1 указывают на дегляциацию, по крайней мере, приустевой части долины Грендален к ~14500–14000 л. н., и, таким образом, позволяют предположить более раннюю дегляциацию и меньшую мощность оледенения последнего ледникового максимума в районе исследования, чем предполагалось раньше.

В соответствии с реконструированной кривой ОУМ (рис. 5а), морские воды достигали в районе залива Грен-фьорд максимальных высотных отметок в период ~10000–9000 л. н., однако эти отметки вряд ли составляли 64 м, а, вероятнее всего, были значительно ниже. Последовавшее затем падение ОУМ способствовало размыву в точке GD-1 отложений раннего–среднего голоцена. В ходе еще одного подъема ОУМ с его возможной кратковременной стабилизацией на современных отметках около 10 м примерно с ~6500 до ~5000 л. н. шло накопление гравийно-галечной толщи разреза GD-1.

Климатические условия в районе долины Грендален были относительно холодными примерно с ~3900 до ~1500 л. н., а также во время МЛП, предположительно отраженного характеристиками горизонта LU-4 (35–7 см). Незначительные похолодания имели место ~5000–4700 л. н. и ~1500–1000 л. н.; относительные потепления происходили ~4400–3900 л. н. и около 900 л. н.; теплые условия развивались немногим ранее 5000 л. н. и ~4700–4400 л. н.

На фоне преобладающего снижения ОУМ и климатических флуктуаций в течение последних ~5000 лет ландшафты в районе разреза GD-1 претерпевали значительные изменения. Мелкий холодноводный водоем с небольшим поступлением вод около ~5000–4700 л. н., окруженный осоково-злаковыми моховыми тундрами, сменяется ~4700–4400 л. н. на периодически затопляемую речными водами пойму с развитием

в растительном покрове теплолюбивых кустарничков. Похолодание около ~4400 л. н. привело к исчезновению кустарничковых видов и впоследствии в контексте снижения базиса эрозии — к перерыву в осадконакоплении. Около ~2000 л. н. в районе развивается зеленомошная осоково-злаковая тундра со значительной ролью ивki полярной, происходит общее заболачивание территории. Характер отложений, низкое содержание органического вещества, отсутствие микрофоссилий в отложениях в верхней части разреза сопряжено, вероятно, с похолоданием МЛП и возможным воздействием снежника на близлежащем склоне долины. Позднее в районе развивается современная растительность — травяно-ивковая тундра.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Анциферова А.Р., Сиеккинен Е.Д., Чаус О.М. (2020) Аналитический обзор гидрометеорологических характеристик Западного Шпицбергена (по данным ГМО “Баренцбург”). В сб.: *Современное состояние природной среды архипелага Шпицберген* (под ред. Л.М. Саватюгина). СПб.: ААНИИ. С. 36–51.
- Бобров А.Е., Куприянова Л.А., Литвинцева М.В., Тарасевич В.Ф. (1983) Споры папоротникообразных и пыльца голосемянных и однодольных растений флоры европейской части СССР. Л.: Наука. 208 с.
- Гричук В.П., Заклинская Е.Д. (1948) Анализ ископаемых пыльцы и спор, и его применение в палеогеографии. М.: Географгиз. 224 с.
- Диаомовые водоросли СССР (ископаемые и современные). Том 1. (1974) Под ред. А.И. Прошкина-Лавренко. Л.: Наука. 403 с.
- Дорожкина М.В. (2007) Результаты палинологического изучения голоценового торфяника района мыса Фуглекукен, о-ва Земля Принца Карла, архипелаг Шпицберген. *Известия Русского географического общества*. Т. 139. № 6. С. 30–33.
- Зеликсон Э.М. (1971) Палинологическое исследование голоценового торфяника на Шпицбергене. В сб.: *Палинология голоцена*. М.: Наука. С. 199–212.
- Кокин О.В., Кириллова А.В. (2017) Реконструкция динамики ледника Гренфьорд (Западный Шпицберген) в голоцене. *Лёд и Снег*. Т. 57. № 2. С. 241–252. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2017-2-241-252>
- Кокин О.В., Мавлюдов Б.Р. (2020) Геолого-геоморфологические признаки пульсационного поведения ледника Альдегонда (Западный Шпицберген) в Малом ледниковом периоде. *Геоморфология*. № 1. С. 81–95. <https://doi.org/10.31857/S0435428120010071>
- Королева Н.Е., Константинова Н.А., Белкина О.А. и др. (2008) Флора и растительность побережья залива Гренфьорд (архипелаг Шпицберген). Апатиты: К&М. 132 с.
- Крячунас В.В., Игловский С.А., Любас А.А. и др. (2020) Новые данные по палеогеографии восточного побережья залива Грен-фьорд (остров Западный Шпицберген) на основании изучения голоценовых отложений на мысе Финнисет с применением изотопно-геохимических методов. *Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг ресурсов*. Т. 331. № 1. С. 171–183. <https://doi.org/10.18799/24131830-2020-1-2458>
- Куликовский М.С., Глушенко А.М., Генкал С.И., Кузнецова И.В. (2016) Определитель диатомовых водорослей России. Ярославль: Филигрань. 804 с.
- Куприянова Л.А., Алёшина Л.А. (1972) Пыльца и споры растений флоры европейской части СССР. Том I. Ленинград: АН СССР: Изд. Ботан. института Комарова. 171 с.
- Куприянова Л.А., Алёшина Л.А. (1978) Пыльца и споры растений флоры европейской части СССР. Том II. Л.: АН СССР: Изд. Ботан. института Комарова. 184 с.
- Ромашова К.В., Чернов Р.А., Василевич И.И. (2019) Исследование ледникового стока рек в бассейне залива Грен-фьорд (Западный Шпицберген). *Проблемы Арктики и Антарктики*. Т. 65. № 1. С. 34–45. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2019-65-1-34-45>
- Савельева Л.А., Рашке Е.А., Титова Д.В. (2013) Фотографический атлас растений и пыльцы дельты реки Лена. СПб.: Изд-во СПбГУ. 114 с.
- Суrowa Т.Г., Троицкий Л.С., Пуннинг Я.-М.К. (1982) Об истории оледенения Шпицбергена в голоцене по данным палеоботанических исследований. *Материалы гляциологических исследований. Хроника. Обсуждение*. Вып. 42. С. 100–106.
- Суrowa Т.Г., Троицкий Л.С., Скобеева Е.И., Пуннинг Я.-М.К. (1988) Об изменении гляциоклиматических условий на Шпицбергене в суббореальном периоде. *Материалы гляциологических исследований*. Вып. 61. С. 108–112.
- Третьяков М.В., Голованов О.Ф., Григорьева В.А., Ромашова К.В. (2020) Особенности формирования гидрологического и гидрохимического режима рек водосбора залива Грен-фьорд. В сб.: *Современное состояние природной среды архипелага Шпицберген* (под ред. Л.М. Саватюгина). СПб.: ААНИИ. С. 166–182.
- Троицкий Л.С., Пуннинг Я.-М.К., Суrowa Т.Г. (1985) Оледенение архипелага в плейстоцене и голоцене. В сб.: *Гляциология Шпицбергена*. М.: Наука. С. 160–175.
- Шарин В.В., Кокин О.В., Гусев Е.А. и др. (2014) Новые геохронологические данные четвертичных отложений северо-западной части земли Норденшельда (архипелаг Шпицберген). *Вестник Санкт-Петербургского университета. Серия 7. Геология. География*. Вып. 1. С. 159–168.
- Шелехова Т.С. (2006) Диатомовые водоросли — индикаторы естественной acidификации малых водоемов Карелии. В сб.: *Геология и полезные ископаемые Карелии*. Вып. 9. Петрозаводск: КарНЦ РАН. С. 189–196.
- Чудаев Д.А., Гололобова М.А. (2016) Диатомовые водоросли озера Глубокого (Московская область). М.: Товарищество научных изданий КМК. 447 с.

- Birks H.H. (1991) Holocene vegetational history and climatic change in west Spitsbergen – plant macrofossils from Skardtjorna. *The Holocene*. Vol. 1. P. 209–218.
<https://doi.org/10.1177/095968369100100303>
- Boulton G.S. (1979) Glacial history of the Spitsbergen Archipelago and the problem of the Barents Shelf ice sheet. *Boreas*. Vol. 8. Iss. 1. P. 31–57.
<https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.1979.tb00429.x>
- Cwynar L.C., Burden E., Mc. Andrews J.H. (1979) An inexpensive sieving method for concentrating pollen and spores from fine-grained sediments. *Can. J. Earth Sci.* Vol. 16. P. 1115–1120.
<https://doi.org/10.1139/e79-097>
- Dallmann W.K. (2015) Geoscience Atlas of Svalbard. Norsk Polarinstitut. Rapport. Vol. 148. 292 p. [Electronic data]. Access way: <http://hdl.handle.net/11250/2580810> (access date: 05.11.2025)
- Demidov N., Wetterich S., Verkulich S. et. al (2019) Pingo development in Grøndalen, West Spitsbergen. *The Cryosphere*. Vol. 13. P. 3155–3169.
<https://doi.org/10.5194/tc-13-3155-2019>
- Drange H., Dokken T., Furevik T. et. al. (Eds.) (2013) The Nordic Seas: an overview. Washington: American Geophysical Union (Publ.). P. 1–10.
- Descamps S., Aars J., Fuglei E. et. al. (2017) Climate change impacts on wildlife in a High Arctic Archipelago – Svalbard, Norway. *Global Change Biol.* Vol. 23. P. 490–502.
<https://doi.org/10.1111/gcb.13381>
- Elvebakk A. (2005) A vegetation map of Svalbard on the scale 1:3.5mill. *Phytocoenologia*. Vol. 35. No. 4. P. 951–967.
<https://doi.org/10.1127/0340-269X/2005/0035-0951>
- Farnsworth W.R., Allaart L., Ingólfsson Ó. et. al. (2020) Holocene glacial history of Svalbard: Status, perspectives and challenges. *Earth-Sci. Rev.* Vol. 208. 103249.
<https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103249>
- Forman S.L., Lubinski D.J., Ingólfsson Ó. et. al (2004) A review of postglacial emergence on Svalbard, Franz Josef Land and Novaya Zemlya, northern Eurasia. *Quat. Sci. Rev.* Vol. 23. P. 1391–1424.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2003.12.007>
- Grimm E.C. (2004) TGVView. Ver. 2.0.2. Springfield: Illinois State Museum, Research and Collections Center.
- Guilizzoni P., Marchetto A., Lami A. et. al (2006) Records of environmental and climatic changes during the late Holocene from Svalbard: palaeolimnology of Kongressvatnet. *J. of Paleolimnology*. Vol. 36. P. 325–351.
<http://dx.doi.org/10.1007/s10933-006-9002-0>
- Ingólfsson Ó., Landvik J.Y. (2013) The Svalbard – Barents Sea ice-sheet – Historical, current and future perspectives. *Quat. Sci. Rev.* Vol. 64 P. 33–60.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.11.034>
- Jankovská V. (1994) Palaeoecological research on the Late-Glacial and Holocene sediments in Svalbard (results and perspectives). *Scripta Facultatis Scientiarum Naturalium Universitatis Masarykianae Brunensis (Geography)*. Vol. 24. P. 25–34.
- Jankovská V. (2017) Pollen- and non-pollen palynomorphs – analyses from Svalbard. *Czech polar reports*. Vol. 7. No. 2. P. 123–132.
<http://dx.doi.org/10.5817/CPR2017-2-12>
- Jones V.J., Birks H. (2004) Lake-sediment records of recent environmental change on Svalbard: results of diatom analysis. *J. of Paleolimnology*. Vol. 31. P. 445–466.
<http://dx.doi.org/10.1023/B: JOPL.0000022544.35526.11>
- Krammer K., Lange-Bertalot H. Bacillariophyceae. (1986) Teil 1: Naviculaceae. Süßwasserflora von Mitteleuropa. Stuttgart, New York: Gustav Fisher Verlag (Publ.). 876 p.
- Krammer K., Lange-Bertalot H. (1988) Bacillariophyceae. Teil 2: Bacillariaceae, Epithemiaceae, Surirellaceae. Süßwasserflora von Mitteleuropa. Stuttgart, New York: Gustav Fisher Verlag (Publ.). 536 p.
- Krammer K., Lange-Bertalot H. (1991) Bacillariophyceae. Teil 3: Centrales, Fragilariaceae, Eunotiaceae. Süßwasserflora von Mitteleuropa. Stuttgart: Gustav Fisher Verlag (Publ.). 576 p.
- Kusch S., Rethemeyer J., Ransby D., Mollenhauer G. (2021) Permafrost organic carbon turnover and export into a high-Arctic fjord: A case study from Svalbard using compound-specific ¹⁴C analysis. *J. Geophys. Res.: Biogeosci.* Vol. 126. No. 3. P. 1–15.
<https://doi.org/10.1029/2020JG006008>
- Landvik J.Y., Brook E.J., Gualtieri L. et. al (2003) Northwest Svalbard during the last glaciation: Ice-free areas existed. *Geology*. Vol. 31. No 10. P. 905–908.
<http://dx.doi.org/10.1130/G19703.1>
- Landvik J.Y., Mangerud J., Salvigsen O. (1987) The Late Weichselian and Holocene shoreline displacement on the west-central coast of Svalbard. *Polar Res.* Vol. 5. P. 29–44.
<https://doi.org/10.3402/polar.v5i1.6866>
- Lønne I., Mangerud J. (1991) An Early or Middle Weichselian sequence of proglacial, shallow-marine sediments on western Svalbard. *Boreas*. Vol. 20. Iss. 2. P. 85–104.
<https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.1991.tb00298.x>
- Mangerud J., Svendsen J.I. (1990) Deglaciation chronology inferred from marine sediments in a proglacial lake basin, western Spitsbergen, Svalbard. *Boreas*. Vol. 19. Iss. 3. P. 249–272.
<https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.1990.tb00450.x>
- Mangerud J., Svendsen J.I. (2017) The Holocene Thermal Maximum around Svalbard, Arctic North Atlantic; molluscs show early and exceptional warmth. *The Holocene*. Vol. 28. No. 1. P. 65–83.
<http://dx.doi.org/10.1177/0959683617715701>
- Meshcheriakov N.I., Usyagina I.S., Namyatov A.A. et al. (2024) Stratigraphic chronology and mechanisms of formation of bottom sediments at the mouth of the Grøndalen River (Grøn-Fjord, West Spitsbergen) during the period of climatic changes. *Stratigraphy and geological correlation*. Vol. 32. No. 5. P. 631–645.
<https://doi.org/10.1134/S0869593824700151>
- Moore P.D., Webb J.A., Collinson M.E. (1991) Pollen Analysis. Oxford: Blackwell Scientific Publications (Publ.). 216 p.
- Norwegian Polar Institute Map Data and Services [Electronic data]. Access way: <https://geodata.npolar.no/> (access date: 05.11.2025)

- Olsson I., Piyanui P. (1965) Uppsala natural radiocarbon measurements. *Radiocarbon*. Vol. 7. P. 315–330.
<http://dx.doi.org/10.1017/S0033822200037292>
- Orheim A., Brekke T., Horseide V., Stenvold J. (2007) Petrography and geochemical affinities of Spitsbergen Paleocene coals. *Int. J. Coal Geol.* Vol. 70. P. 116–136.
<http://dx.doi.org/10.1016/j.coal.2006.04.008>
- Picinska-Faltynowicz J. (1988) Freshwater benthic diatoms from the south-western part of the Hornsund Fjord area, SW Spitsbergen. *Polar Res.* Vol. 6. P. 19–34.
<https://doi.org/10.3402/polar.v6i1.6843>
- Pinseel E., Van de Vijver B., Kavan J. et al. (2017) Diversity, ecology and community structure of the freshwater littoral diatom flora from Petuniabukta (Spitsbergen). *Polar Biol.* Vol. 40. P. 533–551.
<https://dx.doi.org/10.1007/s00300-016-1976-0>
- Ramsey C.B. (1995) Radiocarbon calibration and analysis of stratigraphy: The OxCal Program. *Radiocarbon*. Vol. 37. Iss. 2. P. 425–430.
<https://doi.org/10.1017/S0033822200030903>
- Reimer P., Austin W., Bard E. et al. (2020) The IntCal20 Northern Hemisphere radiocarbon age calibration curve (0–55 cal kBP). *Radiocarbon*. Vol. 62. Iss. 4. P. 725–757.
<https://doi.org/10.1017/RDC.2020.41>
- Salvigsen O., Nydal R. (1981) The Weichselian glaciation in Svalbard before 15,000 B.P. *Boreas*. Vol. 10. P. 433–446.
<https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.1981.tb00507.x>
- Salvigsen O., Forman S.L., Miller G.H. (1992) Thermophilous molluscs on Svalbard during the Holocene and their paleoclimatic implications. *Polar Res.* Vol. 11. No. 1. P. 1–10.
<https://doi.org/10.3402/polar.v11i1.6712>
- Serebryanny L.R., Tishkov A.A., Solomina O.N. et al. (1993) Paleocology of the Arcto-Atlantic during the Holocene. *Polar Geography and Geology*. Vol. 17. No. 2. P. 110–125.
<https://doi.org/10.1080/10889379309377510>
- Snyder J.A., Miller G.H., Werner A. et al. (1994) AMS-radiocarbon dating of organic-poor lake sediment, an example from Linnevatnet, Spitsbergen, Svalbard. *The Holocene*. Vol. 4. No. 4. P. 413–421.
<https://doi.org/10.1177/095968369400400409>
- Svensden J.I., Landvik J.Y., Mangerud J., Miller G.H. (1987) Postglacial marine and lacustrine sediments in Lake Linnevatnet, Svalbard. *Polar Res.* Vol. 5. No. 3. P. 281–283.
<https://doi.org/10.3402/polar.v5i3.6888>
- Svensden J.I., Mangerud J. (1997) Holocene glacial and climatic variations on Spitsbergen, Svalbard. *The Holocene*. Vol. 7. Iss. 1. P. 45–57.
<https://doi.org/10.1177/095968369700700105>
- Svensden J.I., Elverhoi A., Mangerud J. (1996) The retreat of the Barents Sea Ice Sheet on the western Svalbard margin. *Boreas*. Vol. 25. Iss. 4. P. 244–256.
<https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.1996.tb00640.x>
- Van Geel B. (2001) Non-pollen palynomorphs. Smol J.P. et al. (Eds.) Tracking environmental change using lake sediments. Vol. 3: Terrestrial, algal and silicaceous indicators. Dordrecht: Kluwer (Publ.). P. 99–119. http://dx.doi.org/10.1007/0-306-47668-1_6
- Van der Bilt W.G.M., Lane C.S. (2019) Lake sediments with Azorean tephra reveal ice-free conditions on coastal north-west Spitsbergen during the Last Glacial Maximum. *Environmental Sci., Geography Sci. Advances*. Vol. 5. Iss. 10.
<https://doi.org/10.1126/sciadv.aaw5980>
- Verkulich S., Zazovskaya E., Pushina Z. et al. (2018) The postglacial environmental changes in vicinity of the Barentsburg settlement (West Spitsbergen). In: *EGU General Assembly 2018. Geophysical Research Abstracts*. Vol. 20. EGU2018–7729.
- Zazovskaya E., Mergelov N., Shishkov V. et al. (2016) Radiocarbon age of soils in oases of east Antarctica. *Radiocarbon*. Vol. 59. Special Iss. 2. P. 489–503.
<https://doi.org/10.1017/RDC.2016.75>
- Zazovskaya E.P., Mergelov N.S., Shishkov V.A. et al. (2022) Cryoconites as factors of soil development in conditions of rapid retreat of the Aldegonda Glacier, Western Svalbard. *Eurasian Soil Sci.* Vol. 55. Iss. 3. P. 299–312.
<https://doi.org/10.1134/S1064229322030152>

REFERENCES

- Antsiferova A.R., Siekkinen E.D., Chaus O.M. (2020) Analytical review of the hydrometeorological characteristics of Western Spitsbergen (according to the GMO “Barentsburg”). In: *Sovremennoe sostoyanie prirodnoi sredy arkhipelaga Shpitsbergen*. Sankt-Peterburg: AANII (Publ.). P. 36–51 (in Russ.).
- Birks H.H. (1991) Holocene vegetational history and climatic change in west Spitsbergen — plant macrofossils from Skardtjorna. *The Holocene*. Vol. 1. P. 209–218.
<https://doi.org/10.1177/095968369100100303>
- Bobrov A.E., Kupriyanova L.A., Litvintseva M.V., Tarasovich V.F. (1983) Spory paprotnikoobraznykh i pyl'tsa golosemyannykh i odnodol'nykh rastenii flory evropeiskoi chasti SSSR (Spores of ferns and pollen of gymnosperms and monocots of the flora of the European part of the USSR). Leningrad: Nauka (Publ.). 208 p. (in Russ.).
- Boulton G.S. (1979) Glacial history of the Spitsbergen Archipelago and the problem of the Barents Shelf ice sheet. *Boreas*. Vol. 8. Iss. 1. P. 31–57.
<https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.1979.tb00429.x>
- Chudaev D.A., Golobova M.A. (2016) Diatomovye vodorosli ozera Glubokogo (Moskovskaya oblast') (Diatoms of Lake Glubokoe (Moscow Region)). Moscow: Tovarishestvo nauchnykh izdaniy KMK (Publ.). 447 p. (in Russ.).
- Cwynar L.C., Burden E., Mc. Andrews J.H. (1979) An inexpensive sieving method for concentrating pollen and spores from fine-grained sediments. *Can. J. Earth Sci.* Vol. 16. P. 1115–1120.
<https://doi.org/10.1139/e79-097>
- Dallmann W.K. (2015) Geoscience Atlas of Svalbard. Norsk Polarinstitut. Rapport. Vol. 148. 292 p. [Electronic data]. Access way: <http://hdl.handle.net/11250/2580810> (access date: 05.11.2025).
- Demidov N., Wetterich S., Verkulich S. et al. (2019) Pingo development in Grøndalen, West Spitsbergen. *The*

- Cryosphere*. Vol. 13. P. 3155–3169.
<https://doi.org/10.5194/tc-13-3155-2019>
- Descamps S., Aars J., Fuglei E. et al. (2017) Climate change impacts on wildlife in a High Arctic Archipelago – Svalbard, Norway. *Global Change Biol.* Vol. 23. P. 490–502.
<https://doi.org/10.1111/gcb.13381>
- Dorozhkina M.V. (2007) Results of palynological studies of Holocene peat swamp in the area of cape Fuglehuken, Prins Karls Foreland, Spitsbergen archipelago. *Izvestiya Russkogo geograficheskogo obshchestva*. Vol. 139. No. 6. P. 30–33 (in Russ.).
- Drange H., Dokken T., Furevik T. et al. (Eds.) (2013) The Nordic Seas: an overview. Washington: American Geophysical Union (Publ.). P. 1–10.
- Elvebakk A. (2005) A vegetation map of Svalbard on the scale 1:3.5mill. *Phytocoenologia*. Vol. 35. No. 4. P. 951–967.
<https://doi.org/10.1127/0340-269X/2005/0035-0951>
- Farnsworth W.R., Allaart L., Ingólfsson Ó. et al. (2020) Holocene glacial history of Svalbard: Status, perspectives and challenges. *Earth-Sci. Rev.* Vol. 208. 103249.
<https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103249>
- Forman S.L., Lubinski D.J., Ingólfsson Ó. et al. (2004) A review of postglacial emergence on Svalbard, Franz Josef Land and Novaya Zemlya, northern Eurasia. *Quat. Sci. Rev.* Vol. 23. P. 1391–1424.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2003.12.007>
- Grichuk V.P., Zaklinskaya E.D. (1948) Analiz iskopaemykh pyl'tsy i spor i ego primeneniye v paleogeografii (Analysis of fossil pollen and spores and its application in paleogeography). Moscow: Geografiz (Publ.). 224 p. (in Russ.).
- Grimm E.C. (2004) TGVView. Ver. 2.0.2. Springfield: Illinois State Museum, Research and Collections Center.
- Guilizzoni P., Marchetto A., Lami A. et al. (2006) Records of environmental and climatic changes during the late Holocene from Svalbard: palaeolimnology of Kongressvatnet. *J. of Paleolimnology*. Vol. 36. P. 325–351. <http://dx.doi.org/10.1007/s10933-006-9002-0>
- Ingólfsson Ó., Landvik J.Y. (2013) The Svalbard – Barents Sea ice-sheet – Historical, current and future perspectives. *Quat. Sci. Rev.* Vol. 64 P. 33–60.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.11.034>
- Jankovská V. (1994) Palaeoecological research on the Late-Glacial and Holocene sediments in Svalbard (results and perspectives). *Scripta Facultatis Scientiarum Naturalium Universitatis Masarykianae Brunensis (Geography)*. Vol. 24. P. 25–34.
- Jankovská V. (2017) Pollen- and non-pollen palynomorphs – analyses from Svalbard. *Czech polar reports*. Vol. 7. No. 2. P. 123–132. <http://dx.doi.org/10.5817/CPR2017-2-12>
- Jones V.J., Birks H. (2004) Lake-sediment records of recent environmental change on Svalbard: results of diatom analysis. *J. of Paleolimnology*. Vol. 31. P. 445–466.
<http://dx.doi.org/10.1023/B:JOPL.0000022544.35526.11>
- Kokin O.V., Kirillova A.V. (2017) Reconstruction of Gronfjordbreen dynamics (West Spitsbergen) in the Holocene. *Ice and Snow*. Vol. 57. No. 2. P. 241–252 (in Russ.).
<https://doi.org/10.15356/2076-6734-2017-2-241-252>
- Kokin O.V., Mavlyudov B.R. (2020) Geological and Geomorphological Indicators of the Surge Behavior of the Aldegonda Glacier (West Spitsbergen) in the Little Ice Age. *Geomorfologiya*. No. 1. P. 81–95 (in Russ.).
<https://doi.org/10.31857/S0435428120010071>
- Koroleva N.E., Konstantinova N.A., Belkina O.A. et al. (2008) Flora i rastitel'nost' poberezh'ya zaliva Grenfjord (arkhipelag Shpitsbergen) (Flora and vegetation of the Grenfjord area (Spitsbergen archipelago)). Apatity: K&M (Publ.). 132 p (in Russ).
- Krammer K., Lange-Bertalot H. (1991) Bacillariophyceae. Teil 3: Centrales, Fragilariaceae, Eunotiaceae. Süßwasserflora von Mitteleuropa. Stuttgart: Gustav Fisher Verlag (Publ.). 576 p.
- Krammer K., Lange-Bertalot H. (1988) Bacillariophyceae. Teil 2: Bacillariaceae, Epithemiaceae, Surirellaceae. Süßwasserflora von Mitteleuropa. Stuttgart, New York: Gustav Fisher Verlag (Publ.). 536 p.
- Krammer K., Lange-Bertalot H. Bacillariophyceae. (1986) Teil 1: Naviculaceae. Süßwasserflora von Mitteleuropa. Stuttgart, New York: Gustav Fisher Verlag (Publ.). 876 p.
- Kriauchinas V.V., Iglovski S.A., Lyubas A.A. et al. (2020) New paleogeography data of the eastern coast of Green Fjord (West Spitsbergen Island) based on research of the Holocene deposits on Finneset cape with use of isotope-geochemical methods. *Izvestiya Tomskogo politekhnicheskogo universiteta. Inzhiniring resursov*. Vol. 331. No 1. P. 171–183 (in Russ).
<https://doi.org/10.18799/24131830-2020-1-2458>
- Kulikovskii M.S., Glushchenko A.M., Genkal S.I., Kuznetsova I.V. (2016) Opredelitel' diatomovykh vodoroslei Rossii (Identification of diatoms of Russia). Yaroslavl': Filigran' (Publ.). 804 p (in Russ).
- Kupriyanova L.A., Alyoshina L.A. (1972) Pyl'tsa i spory rastenii flory evropeiskoi chasti SSSR. Tom I (Pollen and spores of plants from the flora of European part of USSR. Vol. I). Leningrad: Botan. institut Komarova (Publ.). 171 p (in Russ).
- Kupriyanova L.A., Alyoshina L.A. (1978) Pyl'tsa i spory rastenii flory evropeiskoi chasti SSSR. Tom II (Pollen and spores of plants from the flora of European part of USSR. Vol. II). Leningrad: Botan. institut Komarova (Publ.). 184 p (in Russ).
- Kusch S., Rethemeyer J., Ransby D., Mollenhauer G. (2021) Permafrost organic carbon turnover and export into a high-Arctic fjord: A case study from Svalbard using compound-specific ¹⁴C analysis. *J. Geophys. Res.: Biogeosci.* Vol. 126. No. 3. P. 1–15.
<https://doi.org/10.1029/2020JG006008>
- Landvik J.Y., Brook E.J., Gualtieri L. et al. (2003) Northwest Svalbard during the last glaciation: Ice-free areas existed. *Geology*. Vol. 31. No. 10. P. 905–908. <http://dx.doi.org/10.1130/G19703.1>
- Landvik J.Y., Mangerud J., Salvigsen O. (1987) The Late Weichselian and Holocene shoreline displacement on the west-central coast of Svalbard. *Polar Res.* Vol. 5. P. 29–44.
<https://doi.org/10.3402/polar.v5i1.6866>

- Lønne I., Mangerud J. (1991) An Early or Middle Weichselian sequence of proglacial, shallow-marine sediments on western Svalbard. *Boreas*. Vol. 20. Iss. 2. P. 85–104. <https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.1991.tb00298.x>
- Mangerud J., Svendsen J.I. (1990) Deglaciation chronology inferred from marine sediments in a proglacial lake basin, western Spitsbergen, Svalbard. *Boreas*. Vol. 19. Iss. 3. P. 249–272. <https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.1990.tb00450.x>
- Mangerud J., Svendsen J.I. (2017) The Holocene Thermal Maximum around Svalbard, Arctic North Atlantic; molluscs show early and exceptional warmth. *The Holocene*. Vol. 28. No. 1. P. 65–83. <http://dx.doi.org/10.1177/0959683617715701>
- Meshcheriakov N.I., Usyagina I.S., Namyatov A.A. et al. (2024) Stratigraphic chronology and mechanisms of formation of bottom sediments at the mouth of the Grøndalen River (Grøn-Fjord, West Spitsbergen) during the period of climatic changes. *Stratigraphy and geological correlation*. Vol. 32. No. 5. P. 631–645. <https://doi.org/10.1134/S0869593824700151>
- Moore P.D., Webb J.A., Collinson M.E. (1991) Pollen Analysis. Oxford: Blackwell Scientific Publications (Publ.). 216 p.
- Norwegian Polar Institute Map Data and Services [Electronic data]. Access way: <https://geodata.npolar.no/> (access date: 05.11.2025)
- Olsson I., Piyanui P. (1965) Uppsala natural radiocarbon measurements. *Radiocarbon*. Vol. 7. P. 315–330. <http://dx.doi.org/10.1017/S0033822200037292>
- Orheim A., Brekke T., Horseide V., Stenvold J. (2007) Petrography and geochemical affinities of Spitsbergen Paleocene coals. *Int. J. Coal Geol.* Vol. 70. P. 116–136. <http://dx.doi.org/10.1016/j.coal.2006.04.008>
- Picinska-Faltynowicz J. (1988) Freshwater benthic diatoms from the south-western part of the Hornsund Fjord area, SW Spitsbergen. *Polar Res.* Vol. 6. P. 19–34. <https://doi.org/10.3402/polar.v6i1.6843>
- Pinseel E., Van de Vijver B., Kavan J. et al. (2017) Diversity, ecology and community structure of the freshwater littoral diatom flora from Petuniabukta (Spitsbergen). *Polar Biol.* Vol. 40. P. 533–551. <https://dx.doi.org/10.1007/s00300-016-1976-0>
- Proshkina-Lavrenko A.I. (Ed.). (1974) Diatomovye vodorosli SSSR (iskopaemye i sovremennye) (USSR diatoms (fossil and modern)). Vol.1. Leningrad: Nauka (Publ.). 403 p (in Russ).
- Ramsey C.B. (1995) Radiocarbon calibration and analysis of stratigraphy: The OxCal Program. *Radiocarbon*. Vol. 37. Iss. 2. P. 425–430. <https://doi.org/10.1017/S0033822200030903>
- Reimer P., Austin W., Bard E. et al. (2020) The IntCal20 Northern Hemisphere radiocarbon age calibration curve (0–55 cal kBP). *Radiocarbon*. Vol. 62. Iss. 4. P. 725–757. <https://doi.org/10.1017/RDC.2020.41>
- Romashova K.V., Chernov R.A., Vasilevich I.I. (2019) Study of the glacial flow of rivers in the Grønfjord bay basin (Western Svalbard). *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Vol. 65. No. 1. P. 34–45 (in Russ). <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2019-65-1-34-45>
- Salvigsen O., Forman S.L., Miller G.H. (1992) Thermophilous molluscs on Svalbard during the Holocene and their paleoclimatic implications. *Polar Res.* Vol. 11. No. 1. P. 1–10. <https://doi.org/10.3402/polar.v11i1.6712>
- Salvigsen O., Nydal R. (1981) The Weichselian glaciation in Svalbard before 15,000 B.P. *Boreas*. Vol. 10. P. 433–446. <https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.1981.tb00507.x>
- Savel'eva L.A., Rashke E.A., Titova D.V. (2013) Fotograficheskii atlas rastenii i pyl'tsy del'ty reki Lena (Photographic atlas of plants and pollen of the Lena River delta). Saint-Petersburg: Sankt-Peterburgskii gosudarstvennyi universitet (Publ.). 114 p (in Russ).
- Serebryanny L.R., Tishkov A.A., Solomina O.N. et al. (1993) Paleocology of the Arcto-Atlantic during the Holocene. *Polar Geography and Geology*. Vol. 17. No 2. P. 110–125. <https://doi.org/10.1080/10889379309377510>
- Sharin V.V., Kokin O.V., Gusev E.A. et al. (2014) New geochronological data of Quaternary deposits of the northwestern part of the Nordenskiöld land (Spitsbergen archipelago). *Vestnik Sankt-Peterburgskogo universiteta. Seriya 7. Geologiya. Geografiya*. Vol. 1. P. 159–168 (in Russ).
- Shelekhova T.S. Diatoms as indicators of natural acidification of small reservoirs in Karelia. In: *Geologiya i poleznye iskopaemye Karelii*. Vol. 9. Petrozavodsk. Karel'skii nauchnyi centr RAN (Publ.). P. 189–196 (in Russ).
- Snyder J.A., Miller G.H., Werner A., Jull A.J.T., Stafford T.W. (1994) AMS-radiocarbon dating of organic-poor lake sediment, an example from Linnevatnet, Spitsbergen, Svalbard. *The Holocene*. Vol. 4. No. 4. P. 413–421. <https://doi.org/10.1177/095968369400400409>
- Surova T.G., Troitskii L.S., Punning Ya.M.K. (1982) On the history of glaciation in Svalbard in the Holocene according to paleobotanical research. *Materialy glyatsiologicheskikh issledovaniy. Khronika. Obsuzhdenie*. Vol. 42. P. 100–106 (in Russ).
- Surova T.G., Troitskii L.S., Skobeeva E.I., Punning Ya.M.K. (1988) Ob izmenenii glyatsioklimaticheskikh uslovii na Shpitsbergene v subboreal'nom periode. *Materialy glyatsiologicheskikh issledovaniy*. Vol. 61. P. 108–112 (in Russ).
- Svendsen J.I., Mangerud J. (1997) Holocene glacial and climatic variations on Spitsbergen, Svalbard. *The Holocene*. Vol. 7. Iss. 1. P. 45–57. <https://doi.org/10.1177/095968369700700105>
- Svendsen J.I., Elverhøi A., Mangerud J. (1996) The retreat of the Barents Sea Ice Sheet on the western Svalbard margin. *Boreas*. Vol. 25. Iss. 4. P. 244–256. <https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.1996.tb00640.x>
- Svendsen J.I., Landvik J.Y., Mangerud J., Miller G.H. (1987) Postglacial marine and lacustrine sediments in Lake Linnevatnet, Svalbard. *Polar Res.* Vol. 5. No. 3. P. 281–283. <https://doi.org/10.3402/polar.v5i3.6888>
- Tret'yakov M.V., Golovanov O.F., Grigor'eva V.A., Romashova K.V. (2020) Features of formation of the hydrological and hydrochemical regime of the rivers in the catchment

- area of the Grenfjord Bay. In: *Sovremennoe sostoyanie prirodnoi sredy arhipelaga Shpitsbergen*. Sankt-Peterburg: AANII (Publ.). P. 166–182 (in Russ).
- Troitskii L.S., Punning Ya.M.K., Surova T.G. (1985) Glaciation of the archipelago in the Pleistocene and Holocene. In: *Glyatsiologiya Shpitsbergena*. Moscow: Nauka (Publ.). P. 160–175 (in Russ).
- Van der Bilt W.G.M., Lane C.S. (2019) Lake sediments with Azorean tephra reveal ice-free conditions on coastal north-west Spitsbergen during the Last Glacial Maximum. *Environmental Sci., Geography Sci. Advances*. Vol. 5. Iss. 10. <https://doi.org/10.1126/sciadv.aaw5980>
- Van Geel B. (2001) Non-pollen palynomorphs. Smol J.P. et al. (Eds.) Tracking environmental change using lake sediments. Vol. 3: Terrestrial, algal and siliceous indicators. Dordrecht: Kluwer (Publ.). P. 99–119. http://dx.doi.org/10.1007/0-306-47668-1_6
- Verkulich S., Zazovskaya E., Pushina Z. et al. (2018) The postglacial environmental changes in vicinity of the Barentsburg settlement (West Spitsbergen). In: *EGU General Assembly 2018. Geophysical Research Abstracts*. Vol. 20. EGU2018-7729.
- Zazovskaya E., Mergelov N., Shishkov V. et. al. (2016) Radiocarbon age of soils in oases of east Antarctica. *Radiocarbon*. Vol. 59. Special Iss. 2. P. 489–503. <https://doi.org/10.1017/RDC.2016.75>
- Zazovskaya E.P., Mergelov N.S., Shishkov V.A. et. al. (2022) Cryoconites as factors of soil development in conditions of rapid retreat of the Aldegonda Glacier, Western Svalbard. *Eurasian Soil Sci*. Vol. 55. Iss. 3. P. 299–312. <https://doi.org/10.1134/S1064229322030152>
- Zelikson E.M. (1971) Palynological investigation of a Holocene peat deposit from Spitsbergen. In: *Palinologiya golotsena*. Moscow: Nauka (Publ.). P. 199–212 (in Russ).