

УДК 552.5:551.79(571.65)

ПОЗДНЕНЕОПЛЕЙСТОЦЕНОВОЕ И ГОЛОЦЕНОВОЕ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ В ЛЕДНИКОВОМ ОЗЕРЕ СОСЕДНЕЕ, МАГАДАНСКАЯ ОБЛАСТЬ: ПЕТРОМАГНИТНЫЕ СВИДЕТЕЛЬСТВА ИЗМЕНЕНИЙ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ#

© 2025 г. Д. К. Пожидаева^{1, 2, *}, П. С. Минюк¹, В. И. Цыганкова¹

¹Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт имени Н. А. Шило ДВО РАН,
Магадан, Россия

²Казанский федеральный университет, Институт геологии и нефтегазовых технологий, Казань, Россия

* E-mail: dashapozhidaeva01@gmail.com

Поступила в редакцию 17.03.2025 г.

После доработки 21.06.2025 г.

Принята к публикации 10.07.2025 г.

В работе представлены результаты исследования горно-ледникового оз. Соседнее, образованного в конце позднего неоплейстоцена около 22 тыс. кал. л. н. Изучены осадки 4 скважин, проведена корреляция отложений. Получен петрохимический состав тефры, определен радиоуглеродный возраст озерных и болотных осадков, тефры. Построена возрастная модель для озерных отложений. По результатам исследования петромагнитных характеристик в осадках озера установлено 7 магнитозон, отражающих различные условия осадконакопления – детритовые, хемогенные, биогенные. Определены детритовые и аутигенные железосодержащие минералы, представленные магнетитами, титаномагнетитами, сульфидами пиритового, грейгитового, пирротинового составов. Детально охарактеризован переходной интервал от позднего неоплейстоцена к голоцену, где произошла смена биотических и абиотических компонент природной среды. По данным гистерезиса и магнитной восприимчивости выделены отложения позднего дриаса. Биогенное накопление кремнезема и органического материала доминировало в голоцене в условиях теплого климата.

Ключевые слова: озерные осадки; петромагнетизм; седиментогенез; палеогеография; минералогия; поздний дриас; Магаданская область

DOI: 10.7868/S2949179725040112

1. ВВЕДЕНИЕ

Петромагнитные характеристики чувствительны к изменениям различных компонент природной среды. Простота и высокая скорость измерений многих магнитных параметров позволяют получать высокоразрешающие записи по различным объектам, включая озерные осадки (Sandgren, Snowball, 2002).

Важной частью работы является корректная интерпретация полученных данных, так как реакция магнитных величин на изменения природной среды складывается из многих факторов – характеристик источника сноса, длительности транспортировки вещества, температуры и влажности окружающей среды, размерности поступающего вещества,

биопродуктивности озера и прилегающей территории, образования аутигенных минералов во время диагенеза, изменения редокс-обстановок, образования микросред в осадке, переработки и формирования магнитных минералов микроорганизмами (Thompson, Oldfield, 1986; Verosub, Roberts, 1995; Geiss, Banerjee, 1997; Evans, Heller, 2003; Liu et al., 2012; Hatfield, 2025).

Озера широко распространены в Магаданской области. Они имеют различный генезис – ледниковый, термокарстовый, ледниково-тектонический, прибрежно-лагунный и др. (<http://wp.limno.org.ru/win/ruslake.htm>). Ледниковые озера расположены, как правило, в труднодоступных горных районах, что осложняет их исследование. Время образования озер – преимущественно конец позднего неоплейстоцена–начало голоцена. Их осадки сохранили непрерывную летопись изменений природной среды последнего ледниково-межледникового цикла.

Предыдущие исследования ледниковых озер региона были направлены на определение возраста

Ссылка для цитирования: Пожидаева Д. К., Минюк П. С., Цыганкова В. И. (2025) Темпы седиментации на поймах равнинных рек центра европейской части России по данным изучения почвенно-аллювиальных серий. *Геоморфология и палеогеография*. Т. 56. № 4. С. 748—769. <https://doi.org/10.7868/S2949179725040112>

осадков и реконструкцию растительности по данным палинологического анализа. Кроме оз. Соседнее, изучены недалеко расположенные озера Джека Лондона и Эльгеня (Ложкин, 1995; Lozhkin et al., 1993; Anderson et al., 1997). Установлено, что все они образованы в позднем неоплейстоцене вследствие ледниковой деятельности.

Переходный интервал от позднего неоплейстоцена к голоцену был периодом значительных климатических и экологических изменений, которые оказали глубокое влияние на все компоненты природной среды, включая биоту, ландшафты, седиментогенез. Исследования этого периода актуальны в связи с современными климатическими изменениями и востребованы при построении прогнозных моделей климата (Третий..., 2022; IPCC..., 2021).

Целью данной работы является получение петромагнитных характеристик осадков, которые широко используются для реконструкций условий озерного седиментогенеза. В работе также использованы новые материалы по минералогии, геохимии, палинологии, радиоуглеродному датированию озерных отложений.

2. ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЯ

Территория исследования расположена в Магаданской области, в южной части хребта Черского, являющегося протяженной и сложной горной системой. Она включает хребет Большой Аннагчак, сложенный гранитным батолитом юрского возраста. Хребет рассечен эрозией и включает самые высокие вершины Магаданской области – пики Абориген (2287 м) и Снежный (Билибина, 2292 м).

На территории выделены осадки трех ледниковых циклов: одного средненеоплейстоценового и двух позднеоплейстоценовых – зырянского и сартанского (Государственная геологическая..., 1980; Глушкова, Прохорова 1987). Следы средненеоплейстоценового оледенения сохранились только в виде валунов на склонах, водоразделах и в днищах речных долин. Боковые и конечные морены зырянского оледенения находятся в периферической части хребта Большой Аннагчак. Широкое распространение имеют отложения сартанского оледенения, однако, некоторые авторы предполагают их зырянский возраст (Галанин, 2012).

Для района типичны ледниковые формы рельефа. Преимущественно развит холмисто-грядовый рельеф основной морены, конечно-моренные валы и гряды боковых и срединных морен, флювиогляциальные конусы выноса. В районе распространены озера ледникового происхождения, заполняющие в высокогорье днища каров.

Многие озера находятся в троговых долинах. Одним из таких является оз. Соседнее

(62°03'29.62" с. ш., 149°31'21.18" в. д.), расположенное в устье ручья Неведомый, текущего с хребта Большой Аннагчак через серию озер. Ручей впадает в оз. Джека Лондона (рис. 1). Окрестности озера сложены ледниковыми отложениями позднеоплейстоценового возраста (Государственная геологическая..., 1980). Оз. Соседнее расположено на высоте 822 м над у. м., его длина составляет 1400 м, ширина – 600 м. Рельеф дна сложный, в западной части озера глубина достигает 13.4 м, в восточной части средняя глубина составляет 2–6 м, повсеместно встречаются ледниковые валуны диаметром несколько метров (рис. 2).

Климат в районе озера довольно суровый. Он характеризуется холодными зимами со средней температурой в январе –31.4°C, абсолютный минимум температуры –54°C по наблюдениям метеостанции с 1969 г. (<http://pogoda-service.ru>). Лето сравнительно теплое, средняя температура июля составляет +13.7°C. Среднегодовая температура –9.2°C. В год выпадает около 300 мм осадков.

3. МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

По всей акватории озера были проведены измерения глубин эхолотом, и построена батиметрическая карта. В центральной части озера на глубине 4–6 м ручной буровой установкой Ливингстона (Wright et al., 1984) пробурены 4 скважины: Сд-1 (424 см); Сд-2 (64 см); Сд-3 (411 см) и Сд-4 (284 см). Керна после документирования разделены на сегменты длиной 1 см для комплексного исследования.

На восточном берегу озера (точка ТН-18) и в обнажении правого борта ручья Неведомый (точка ТН-19) опробованы моренные отложения, торф и тефра. Пробы из морены разделены мокрым ситованием на гранулометрические фракции размером >2500, 2500–500, 500–250, 250–140, 140–100, 100–63, 63–40, и <40 мкм. Последнюю фракцию взмучивали и исследовали материал, выпавший в осадок сразу (фракция 20 мкм), через 24 часа (фракция ~5 мкм), а также неосажденную взвесь (фракция ~1 мкм).

Измерения магнитной восприимчивости (МВ) осадков выполнено на многофункциональном каппаметре MFK1-FA с термоприставкой CS3 (AGICO Ltd.). Магнитная восприимчивость измерена в осадках всех скважин, всего 1092 образца. Точки Кюри (Тс) магнитных минералов определялись по пикам Гопкинсона и кривым 1/МВ (Т) (Lattard et al., 2006; Petrovský, Kapička, 2006; Fabian et al., 2013).

Гистерезисные характеристики, включая остаточную намагниченность насыщения (Jrs), намагниченность насыщения (Js), индуктивную намаг-

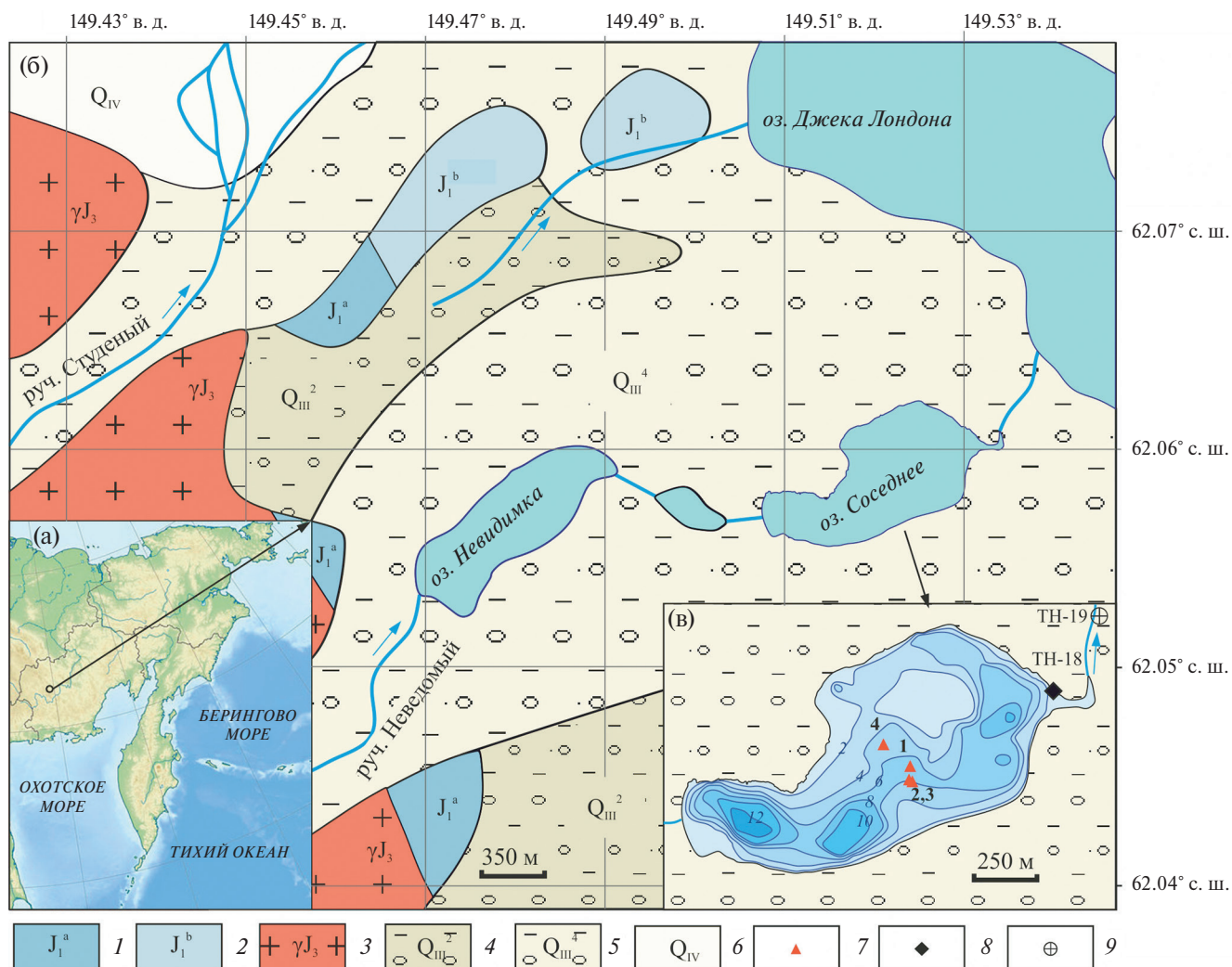


Рис. 1. Местоположение объектов исследования (а), фрагмент геологической карты масштаба 1:200000 (Государственная геологическая..., 1980) (б) и батиметрия озера (в).

1 – глинистые и алевритово-глинистые сланцы, алевриты нижней толщи ранней юры; 2 – алевриты, глинистые и алевритово-глинистые сланцы, прослойки песчаников, линзы туффигов, конгломератов и осадочных брекчий верхней толщи ранней юры; 3 – позднеюрские граниты; 4 – морена зырянского оледенения; 5 – морена сартанского оледенения; 6 – современные отложения; 7 – местоположение скважин; 8 – точка отбора пробы морены; 9 – точка отбора проб из обнажения. Курсивом на батиметрической карте указаны глубины изобат.

Fig. 1. The location of the studied objects (a), fragment of a geological map at a scale of 1:200000 (Geological..., 1980) (b) and bathymetry of the lake (v).

1 – clay and silty-clay shales, siltstones of the lower stratum of the Early Jurassic; 2 – siltstones, clay and silty-clay shales, sandstone interlayers, tuffite lenses, conglomerates and sedimentary breccias of the upper stratum of the Early Jurassic; 3 – Upper Jurassic granites; 4 – moraine of the Zyryan Glaciation; 5 – moraine of the Sartan Glaciation; 6 – Holocene peats; 7 – position of cores; 8 – moraine sampling point; 9 – sampling point of exposure. Depths of isobaths are shown in italics on the bathymetric map.

ниченность (J_i), коэрцитивную силу (B_{cr}), остаточную коэрцитивную силу (B_{cr}) измерены по керну скважины Сд-1 для 415 образцов на автоматическом коэрцитиметре J-meter (Буров и др., 1986). Относительное содержание парамагнитной компоненты намагниченности (J_p) рассчитано по формуле [J_i (при 500 мТл) – J_s (ферромагнитная компонента)]/ J_i (при 500 мТл)].

Для оценки доменного состояния зерен анализировали магнитные параметры J_{rs}/J_s и B_{cr}/B_c , вынесенные на диаграмму Дея-Данлопа с линиями смесимости для титаномагнетита (Day et al., 1977; Dunlop, 2002a, b).

Химический состав 100 образцов из скв. Сд-1 изучен методом рентгенофлуоресцентного анализа (РФА). Основные порообразующие элементы

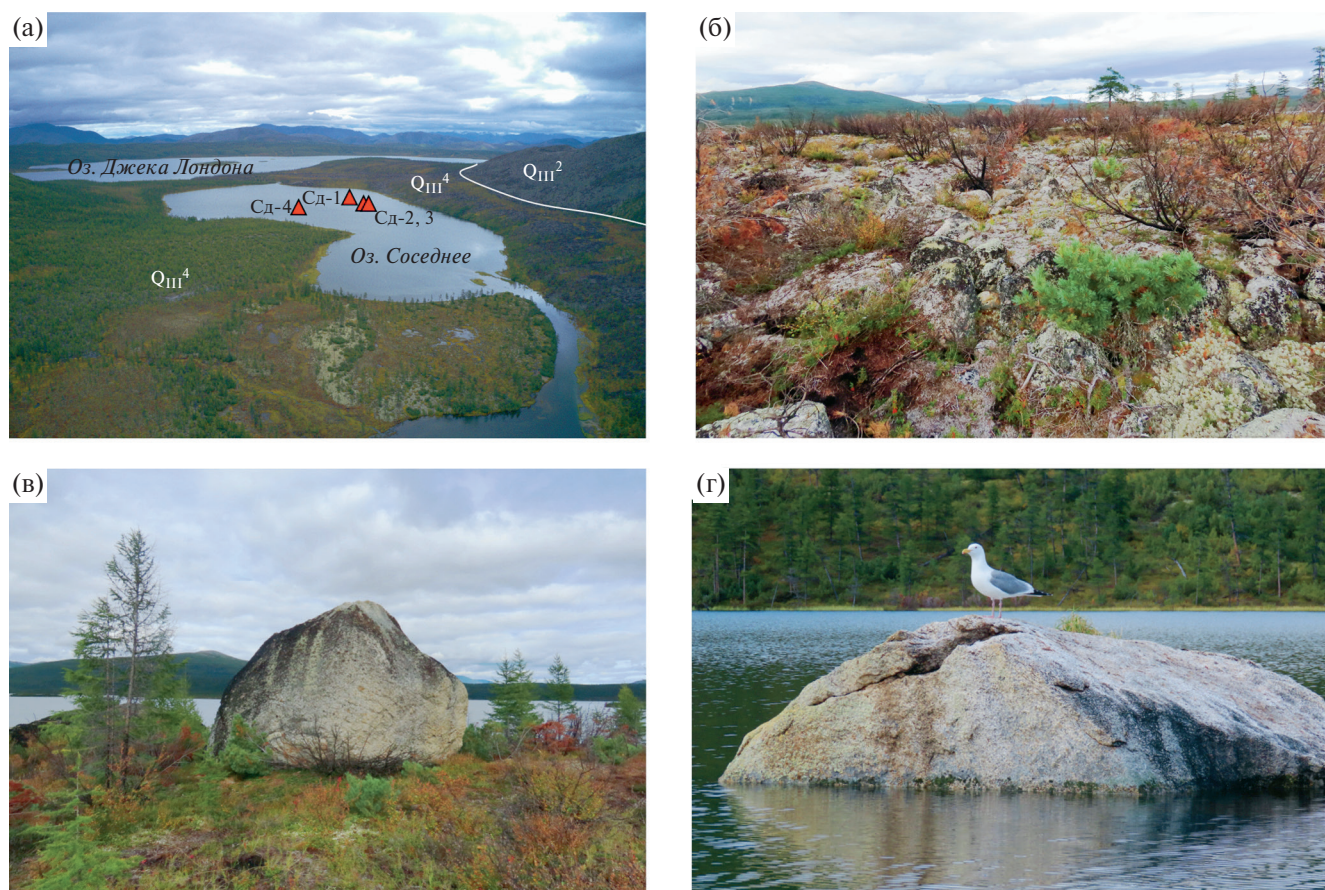


Рис. 2. Фотографии окрестностей озера Соседнее: (а) — общий вид озера; (б, в, г) — отложения морены. Красными треугольниками обозначено местоположение скважин.

Fig. 2. Photos of the surroundings of Lake Sosednee: (а) — general view of the lake; (б, в, г) — moraine deposits. The red triangles indicate the location of the cores.

определены на рентгенофлуоресцентном спектрометре S4 Pioneer, Германия. Содержания элементов найдены способом фундаментальных параметров (Borkhodoev, 2002).

Относительное количество органического материала оценено по величине потерь при прокаливании (LOI—loss on ignition) после прогрева проб (100 образцов) до 550°C (2 часа) (Heiri et al., 2001). Для оценки наличия биогенной компоненты кремнезема, хемогенного и детритового железа анализировали распределение SiO_2 и $\text{SiO}_2/\text{TiO}_2$ (Tanaka et al., 2007; Adamson et al., 2018), Fe_2O_3 и $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ (Reynolds et al., 2004).

Радиоуглеродный анализ двух образцов микрочастиц органики из осадков скважины Сд-1 проведен в Национальном университете Тайваня (NTUAMS Lab, Тайвань) на ускорительном масс-спектрометре 1.0 MV HVE. Возраст четырех образцов торфа из обнажения получен в СВКНИИ ДВО РАН на низкофономом жидко-сцинтилляционном спектрометрическом радиометре 1220

“QUANTULUS”. Измерение активности изотопа углерода — 14 проводилось в стандартных тefлоновых кюветах объемом 2.5 и 4.5 мл. Время измерения 2111 мин. Количество измерений 18 (6 повторений, 3 цикла). В качестве радиоуглеродного эталона использовался промежуточный стандарт активностью 102.85% рМС, синтезированный из хлопковой ваты (Цыганкова и др., 2017). Возраст по ^{14}C вычислялся с использованием периода полураспада радиоуглерода 5568 л. Калиброванный (кал.) возраст определен по программе Calib 8.20 (<http://calib.org/calib/calib.html>).

Элементный состав магнитной фракции, аутигенных минералов и стекол тефры (6 проб) проведен в СВКНИИ ДВО РАН методом энерго-дисперсионной спектроскопии (ЭДС) на сканирующем электронном микроскопе EVO-50 с энерго-дисперсионными спектрометрами AXS XFlash фирмы Bruker и системой рентгеновского микроанализа Quantax Esprite 1.9 (аналитик О. Т. Соцкая). Предел обнаружения элементов составляет 0.3 мас. %.

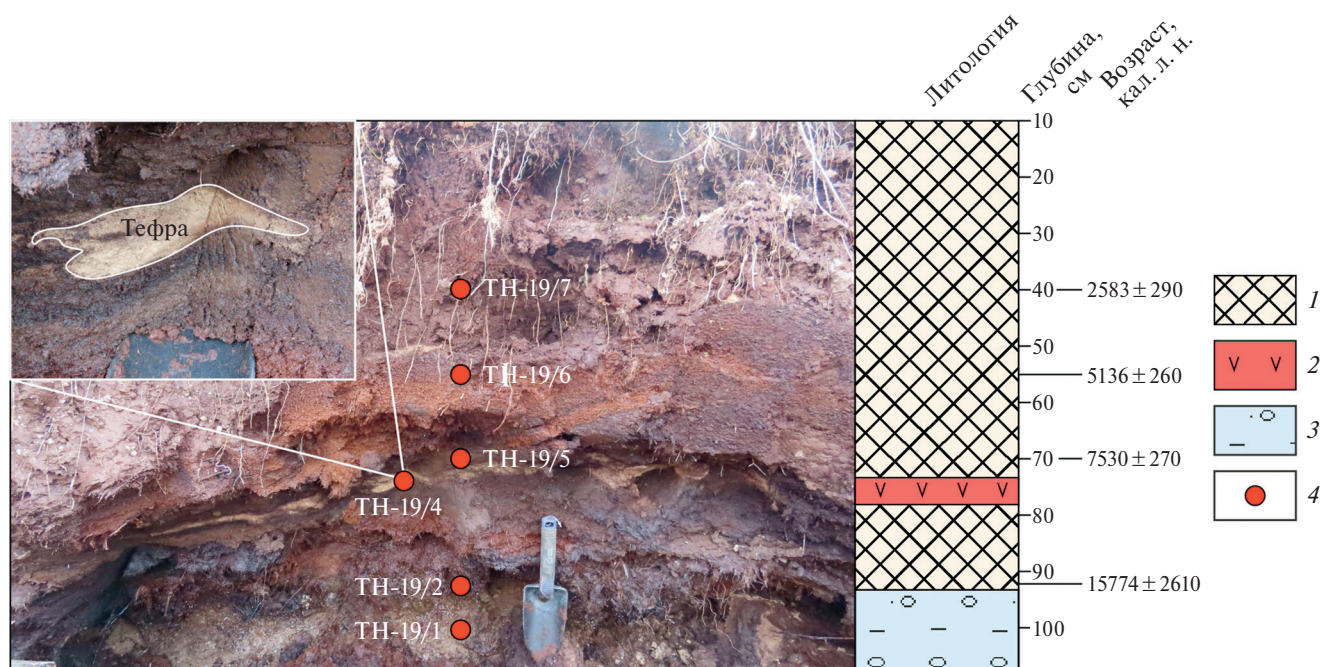


Рис. 3. Фотографии обнажения ТН-19 с литологической колонкой.
1 – торф, 2 – тефра, 3 – моренные отложения, 4 – точки отбора проб.

Fig. 3. Photographs of exposure TN-19 with lithological column.
1 – peat, 2 – tephra, 3 – moraine deposits, 4 – sampling points.

Диагностика минерального состава двух образцов магнитной фракции осуществлена рентгенодифракционным методом в геометрии “на просвет” при помощи рентгеновского дифрактометра STOE (Геофизическая обсерватория “Борок” – филиал ИФЗ РАН). Рентгенофазовый анализ дифрактограмм минеральных порошкообразных навесок выполнен методом сопоставления экспериментальных и эталонных спектров (аналитик Н. А. Афиногенова).

Палинологический анализ по стандартной методике (Anderson et al., 1994) выполнен для 44 образцов скв. Сд-1 в СВКНИИ ДВО РАН (аналитик М. А. Морозова).

Прозрачные слайды (мазки – smear slides) изготовлены с помощью оптического клея Norland. Всего исследовано 48 слайдов в скв. Сд-1. Описание слайдов проводили под оптическим микроскопом в проходящем свете с увеличением $\times 40$. В прозрачных слайдах изучали относительное количество сульфидов, диатомовых водорослей, диагностировали тефру.

4. РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

4.1. Коренные породы, отложения морен, торф, тефра

В нижней части обнажения (точка ТН-19) вскрыты моренные отложения, представленные

несортированным материалом, включающим песок, щебень, глыбы со светло-желтым глинистым заполнителем (рис. 3). Выше залегает мощный слой торфа (95 см), из которого получена серия последовательных радиоуглеродных датировок (табл. 1, рис. 3). Возраст образца торфа (МАГ2394), залегающего непосредственно на морене, составляет 15774 ± 2610 кал. л. н.

В торфе на глубине 75 см отмечен невыдержанный по мощности прослой тефры, которая связывается с извержением вулкана Курильского озера на Камчатке, произошедшим, по данным радиоуглеродного анализа предыдущих исследователей, 8401 ± 20 кал. л. н. (Ponomareva et al., 2004). Полученная датировка торфа, залегающего непосредственно на прослое тефры, (МАГ2401) (7530 ± 270 кал. л. н.) близка к возрасту тефры (табл. 1).

Петромагнитные и геохимические характеристики моренных отложений, отобранных из обнажения и с берега оз. Соседнее, схожие. Крупные обломки морены (фракция >2500 мкм) представлены преимущественно гранитами. Они почти не подвержены процессам выветривания, мало химически изменены. Эти образцы можно считать близкими к коренным породам (Минюк, 2022). По петрохимическому составу они соответствуют трахириолитам (Петрографический кодекс, 2008). Среднее содержание SiO_2 составляет 73 мас. %,

Таблица 1. Радиоуглеродные датировки торфа, органических остатков и тефры из осадков скважины Сд-1 и обнажения ТН-19

Table 1. Radiocarbon dates of peats, lacustrine sediments, and tephra from the core Sd-1 and exposure TN-19

Лаб. номер	Объект, материал	Глубина, см	Кол-во измеренных ядер ¹⁴ C	Скорость счета, имп/мин	¹⁴ C возраст ВР	Кал. возраст ВР
NTUAMS-9055	Сд-1, органика	68	6760		2463±73	2540±185
NTUAMS-9056	Сд-1, осадок	330	43987		14763±116	18005±280
МАГ2402	ТН-19/7, торф	40		2.050±0.033	2525±165	2583±290
МАГ2395	ТН-19/6, торф	55		6.801±0.057	4490±75	5136±260
МАГ2401	ТН-19/5, торф	70		3.698±0.042	6655±155	7530±270
МАГ2394	ТН-19/2, торф	95		5.420±0.036	13195±1035	15774±2610
Тефра		201–202			7618±14	8401±20

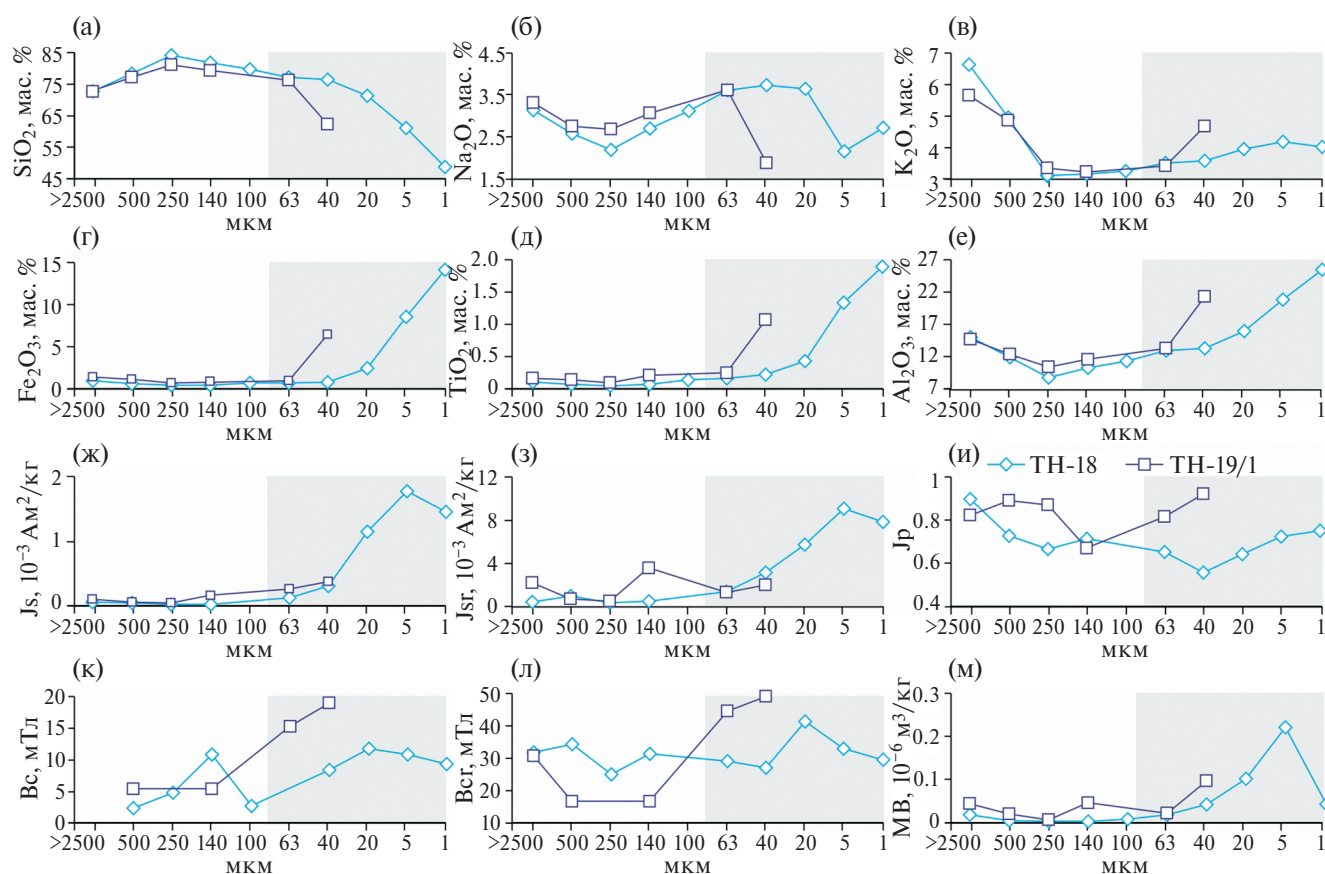


Рис. 4. Зависимость отдельных геохимических и петромагнитных характеристик от размера гранулометрических фракций морены. Серой полосой обозначен доминирующий гранулометрический размер озерных осадков.

Fig. 4. Variations of geochemical and rock magnetic characteristics versus grain-size fractions of moraine. Gray band shows the predominant grain size of lacustrine sediments.

сумма щелочей (K_2O+Na_2O) – 9.3 мас. %, Al_2O_3 – 14.9 мас. %, Fe_2O_3 – 1.1 мас. %.

Петромагнитные и геохимические характеристики моренных отложений зависят от гранулометрического состава (рис. 4). Содержание мобиль-

ных SiO_2 , K_2O , Na_2O в тонких фракциях снижается, в то время как концентрации Fe_2O_3 , Al_2O_3 , TiO_2 , а также величины LOI увеличиваются. Тонкие фракции характеризуются повышенными значениями парамагнитной компоненты (J_p), коэрцитив-

Таблица 2. Литологические слои и положение тефры в скважинах оз. Соседнее
Table 2. Lithological layers and position of tephra in cores of Lake Sosednee

Скважина	Слой 1, см	Слой 2, см	Слой 3, см	Тефра, см
Сд-1	0–246	246–290	290–424	201–202
Сд-2	0–64	—	—	—
Сд-3	0–251	251–296	296–409	212–213
Сд-4	0–185	185–220	220–285	177.5–179

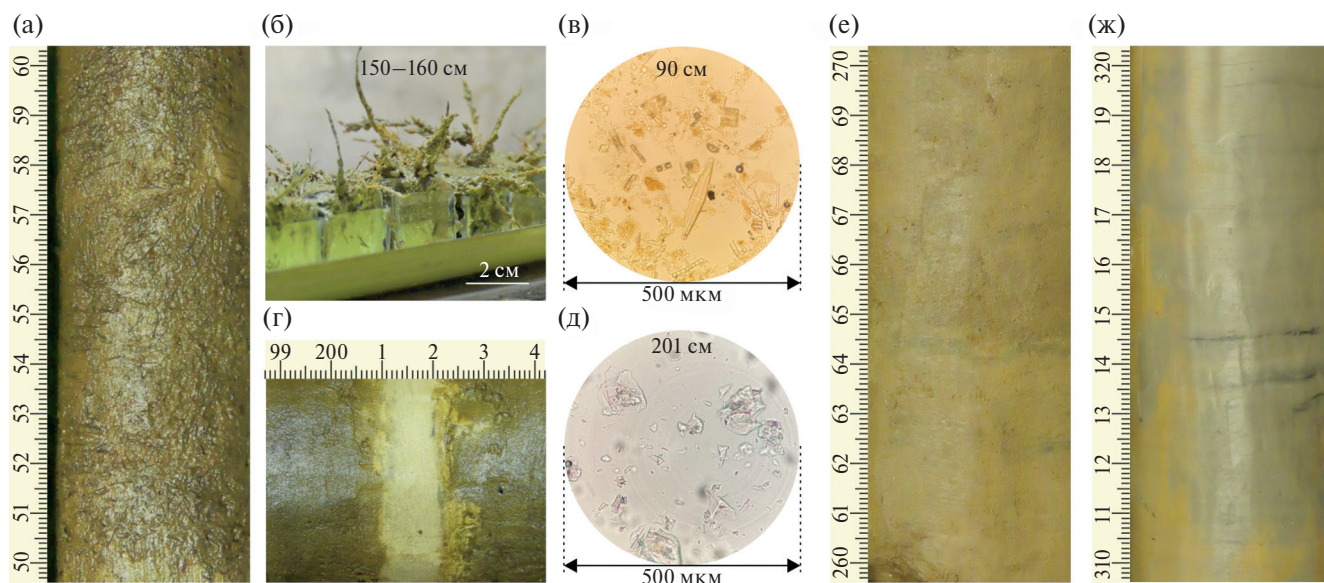


Рис. 5. Фотографии сегментов керна скважины Сд-1: (а, б) – слой 1, (г) – простой тефры, (е) – слой 2, (ж) – слой 3. Микрофотографии диатомовых водорослей (в) и стекол тефры (д) в проходящем свете.

Fig. 5. Images of sediments from the cores Сд-1: (а, б) – layer 1; (г) – tephra interlayer; (е) – layer 2; (ж) – layer 3. Micrographs of slides in transmitted light with diatoms (в) and tephra glasses (д).

ных сил ($V_{сг}$, V_c) скалярных величин J_{rs} , J_s , M_B , отношений J_{rs}/J_s , причем наиболее резкое отличие параметров выявлено для фракций 63–20 мкм.

4.2. Озерные осадки

4.2.1. Литология

В осадочном разрезе оз. Соседнее по данным бурения 4 скважин выделено 3 слоя (табл. 2, рис. 5), отличных по литологии. Максимальная мощность осадков установлена в скважине Сд-1, пробуренной на глубине 630 см, по ней же приведено описание слоев.

Слой 1 (глубина 0–246 см) представлен неслоистыми алевритами оливково-серого цвета с большим количеством органики (рис. 5а, б) и диатомовых водорослей (рис. 5в). На глубине 201–202 см отмечен прослой тефры белого цвета (рис. 5г). Стекла тефры преимущественно прозрачные, остроугольные, пластинчатые, иногда с продольно-волокнистой структурой, газовыми пузырьками (рис. 5д).

Слой 2 (глубина 246–290 см) сложен алевритами оливково-серого цвета без видимой органики и является переходным слоем (рис. 5е). Границы подошвы и кровли слоя нечеткие.

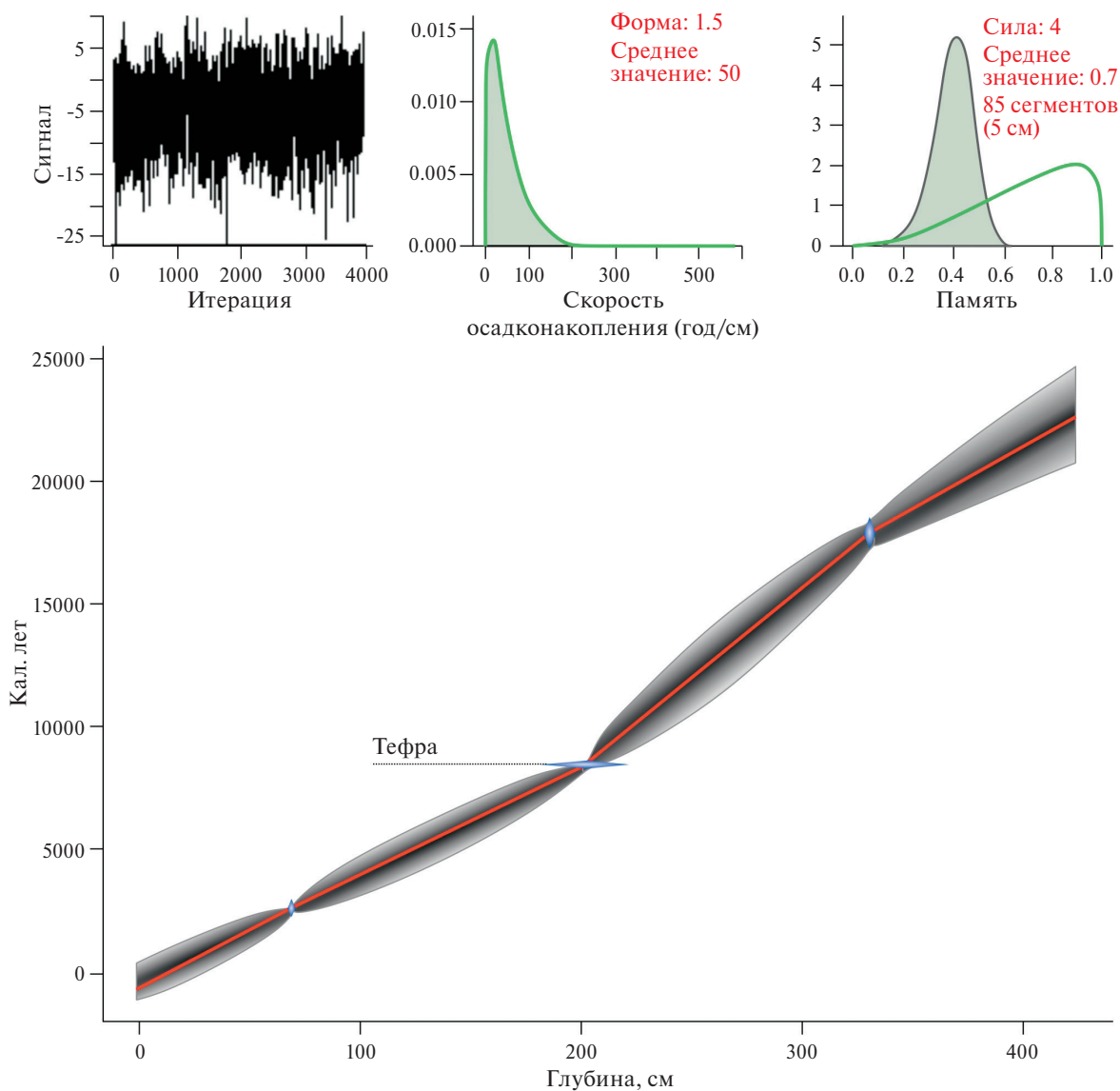
Слой 3 (глубина 290–424 см) представлен слоистыми сизовато-серыми пластичными глинистыми алевритами. Видимой органики нет. По слою встречаются тонкие прослой и пятна черного цвета (рис. 5ж), обусловленные аутигенными минералами. В основании слоя залегают обломки коренных пород.

4.2.2. Тефра

Геохимический состав тефры изучен методами РФА (скв. Сд-1) и ЭДС (скв. Сд-3). Полученные результаты согласуются между собой (табл. 3). По петрохимическому составу тефра относится к риолитам. Она является важным маркирующим горизонтом голоцена в большинстве озер Северо-Востока России.

Таблица 3. Химический состав тефры (мас. %)**Table 3.** Chemical composition of tephra (wt. %)

Скв.	Глуб., см	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
Сд-3	218–220	75.67	0.25	13.37	1.82	0.07	0.34	1.77	4.46	2.15	0.10
Сд-1	201–202	75.78	0.32	13.35	1.66	0.09	0.66	1.5	4.41	2.14	0.1

**Рис. 6.** Возрастная модель осадков скв. Сд-1.**Fig. 6.** Age-depth model for sediments of the core Сд-1.

4.2.3. Возраст озерных осадков

Для осадков оз. Соседнее построена возрастная модель с помощью программы *Vason* (Vlaauw, Christen, 2011). В основу модели легли данные по двум радиоуглеродным датировкам (табл. 1) и возраст тефры. Согласно построенной модели, базаль-

ные слои оз. Соседнее имеют возраст 22570 кал. лет (рис. 6). Полученные данные согласуются с возрастом осадков, полученным ранее (Ложкин и др., 1995). Рассчитанная средняя скорость осадконакопления по линейному закону для всего ядра составляет около 2 мм/год.

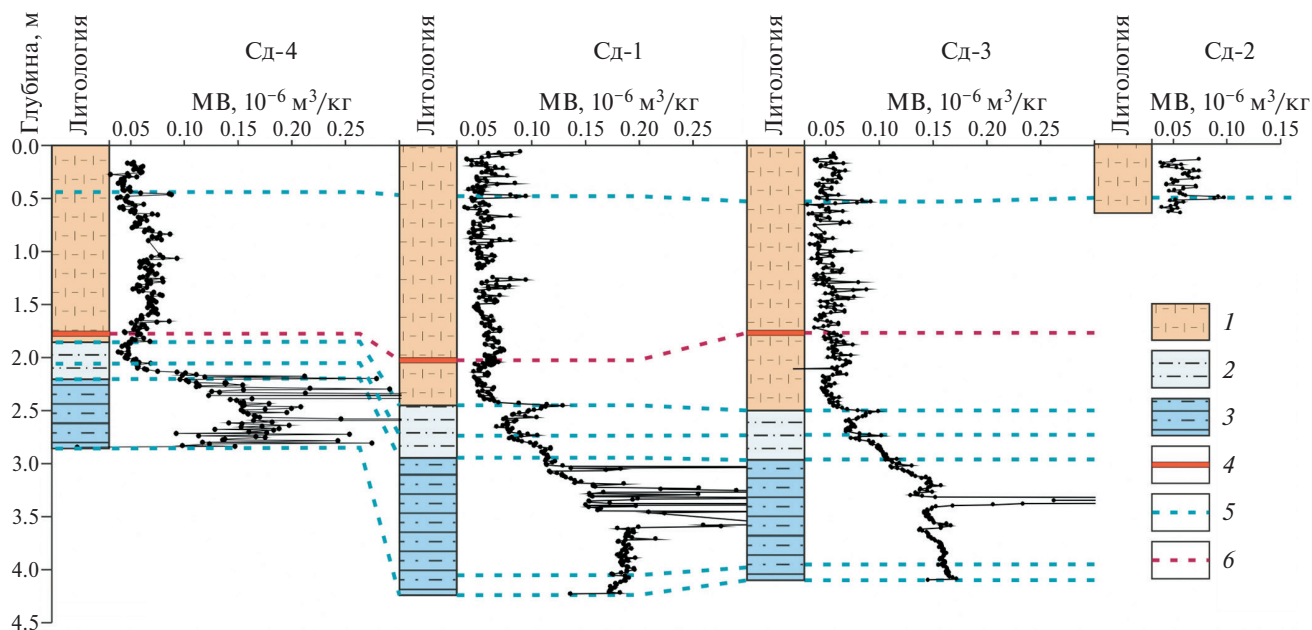


Рис. 7. Литология и магнитная восприимчивость осадков скважин оз. Соседнее.

1 – слой 1, 2 – слой 2, 3 – слой 3, 4 – прослой тephры, 5 – корреляция отложений по литологическим особенностям и пикам МВ, 6 – корреляция отложений по прослою тephры.

Fig. 7. Lithology and magnetic susceptibility of sediments from cores of Lake Sosednee.

1 – layer 1, 2 – layer 2, 3 – layer 3, 4 – tephra interlayer, 5 – correlation of sediments by lithological features, magnetic susceptibility peaks, 6 – correlation of sediments by tephra interlayer.

4.2.4. Магнитная восприимчивость и корреляция озерных осадков

Для осадков всех скважин измерены величины магнитной восприимчивости (всего около 1100 образцов). Установлены значительные вариации МВ по колонкам. Верхняя часть разреза (слой 1) во всех скважинах имеет низкую магнитную восприимчивость, что обусловлено литологическими особенностями – большим содержанием биогенного кремнезема и органического вещества. Среднее значение МВ для слоя составляет 0.06×10^{-6} м³/кг.

В слое 2 снизу вверх наблюдается направленное снижение величин МВ, обусловленное увеличением содержания биогенного кремнезема и органического вещества. В кровле и в средней части слоя во всех скважинах отмечены пики МВ, используемые для корреляции осадков (рис. 7). Среднее значение МВ для осадков скважины Сд-1 составляет 0.09×10^{-6} м³/кг.

Слой 3 является наиболее магнитным в разрезе. Величины магнитной восприимчивости не выдержаны по простираю, сильно варьируют по слою. Среднее значение МВ составляет 0.19×10^{-6} м³/кг с пиками до 0.80×10^{-6} м³/кг в скв. Сд-1, до 2.88×10^{-6} м³/кг в скв. Сд-3, до 1.14×10^{-6} м³/кг в скв. Сд-4. Аномально высокие значения МВ обусловлены аутигенными минералами. Повышен-

ные значения МВ слоя объясняются отсутствием биогенного накопления в период формирования осадка. Полученные величины сопоставимы со значениями МВ тонких фракций делювия. В забое скважин МВ падает, что можно объяснить включениями менее магнитной грубой гранулометрической фракции, что видно визуально по наличию обломков размером до 4–5 мм.

4.2.5. Минералогия озерных осадков

Железосодержащие минералы из озерных осадков представлены обломочными и аутигенными разновидностями. Среди обломочных минералов отмечены титаномагнетиты, магнетиты, ильмениты. Содержание титана в титаномагнетитах варьирует от 0.2 до 14.0 мас. % TiO₂ (среднее 6.3 мас. %) (рис. 8а, в). Присутствие магнетита (титаномагнетита) фиксируется также на кривых термомагнитного анализа (рис. 8б, д).

Аутигенные минералы представлены сульфидами железа с разным отношением Fe/S. Методом ЭДС проанализировали 84 спектра с 5 интервалов. Установлены сульфиды пиритового (Fe/S=0.9), грейгитового (Fe/S=1.2–1.3), пирротинового (Fe/S=1.5) составов. Некоторые формы минералов включают малое содержание серы (Fe/S>1.7). Пириты и грейгиты встречаются преимущественно в виде фрамбоидов, пирротины – в виде игольча-

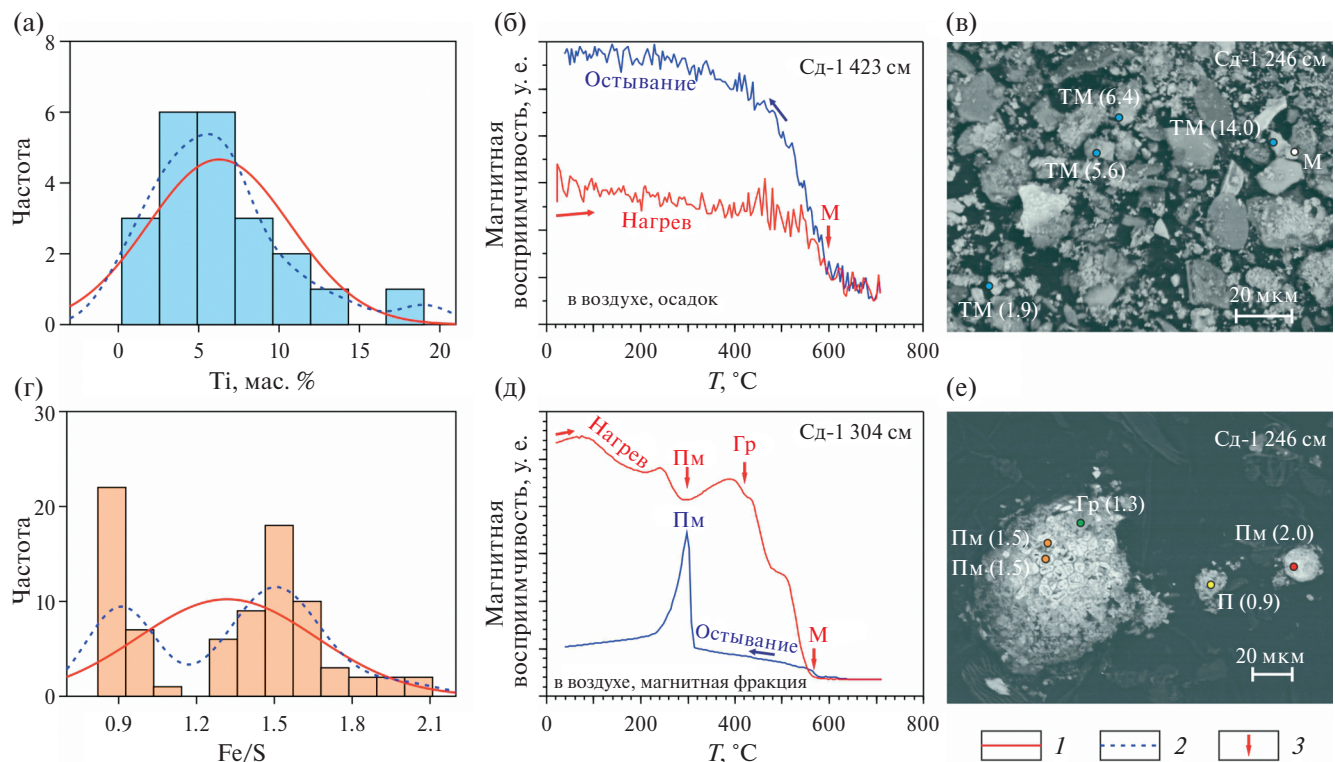


Рис. 8. Минералогическая характеристика озерных осадков: гистограммы распределения содержаний титана (мас. %) в титаномагнетитах (а) и отношений Fe/S в сульфиде (г); (б, д) – термомагнитные кривые; (в, е) – микрофотографии минералов в обратно рассеянных электронах (М – магнетит, ТМ – титаномагнетит, Гр – грейгит, Пм – пирротин, П – пирит; в скобках указано содержание титана в титаномагнетитах в мас. % и отношение Fe/S для сульфидов). 1 – кривая нормального распределения; 2 – кривая плотности распределения; 3 – температуры точек Кюри (фазовых переходов).

Fig. 8. Mineralogical characteristics of lake sediments: histograms of titanium content distribution (wt. %) in titanomagnetites (а) and Fe/S ratios in sulfides (г); (б, д) – thermomagnetic curves, Curie point temperatures (phase transitions) are shown by vertical arrows; (в, е) – back scattered electron images. M – magnetite, TM – titanomagnetite, Gr – greigite, Pm – pyrrhotite, P – pyrite, titanium content in titanomagnetites in wt. % and Fe/S ratio for sulfides are given in brackets. 1 – normal distribution curve; 2 – distribution density curve; 3 – Curie point temperatures (phase transitions).

тых скоплений. Аутигенный игольчатый пирротин установлен ранее в морских осадках (Roberts, 2015), и, вероятно, в осадках оз. Грязевое (Магаданская область) (Пожидаева, Минюк, 2025; Minyuk et al., 2024b).

По данным рентгеноструктурного анализа в магнитной фракции образцов с глубины 304 см (скв. Сд-1) и 334 см (скв. Сд-3) доминируют грейгит (46.4–56.9%) и пирит. Грейгит характеризуется высоким отношением J_{rs}/J_s , достигающим 0.69 (Peters, Dekkers, 2003), что указывает на однодоменный размер частиц. Фрамбоидальный грейгит может показывать низкую величину отношения J_{rs}/J_s (Valdez-Grijalva et al., 2020).

Уровни с аутигенными сульфидными минералами часто выражены в разрезе аномально высокими значениями МВ, J_{rs} , J_s . Изучены образцы с магнитной восприимчивостью, достигающей $0.8–2.4 \times 10^{-6} \text{ м}^3/\text{кг}$. По данным термомагнитного

анализа, проведенного по отсепарированным магнитным фракциям, установлены магнитные фазы, соответствующие гидроксидам железа, грейгиту и магнетиту (титаномагнетиту) (Минюк и др., 2023) (рис. 8д). Грейгит диагностируется на кривых термомагнитного анализа по спаду МВ и J_i при температуре около 400–420°C (Минюк и др., 2013; Roberts et al., 2011). Характерный рост магнитной восприимчивости около 220°C на кривых первого нагрева ТМА интерпретируется наличием гидроокислов железа (Минюк и др., 2013) или грейгита (пик Гопкинсона) (Roberts et al., 2011; Roberts, 2015).

Моноклинный пирротин в исследованных фракциях на кривых первого нагрева не выделяется. Этот минерал образуется в процессе нагрева пирита и часто фиксируется ростом МВ при $T=320^\circ\text{C}$ на кривых остывания (рис. 8д) (Минюк и др., 2013; Wang et al., 2008). Пирротин может поступать в во-

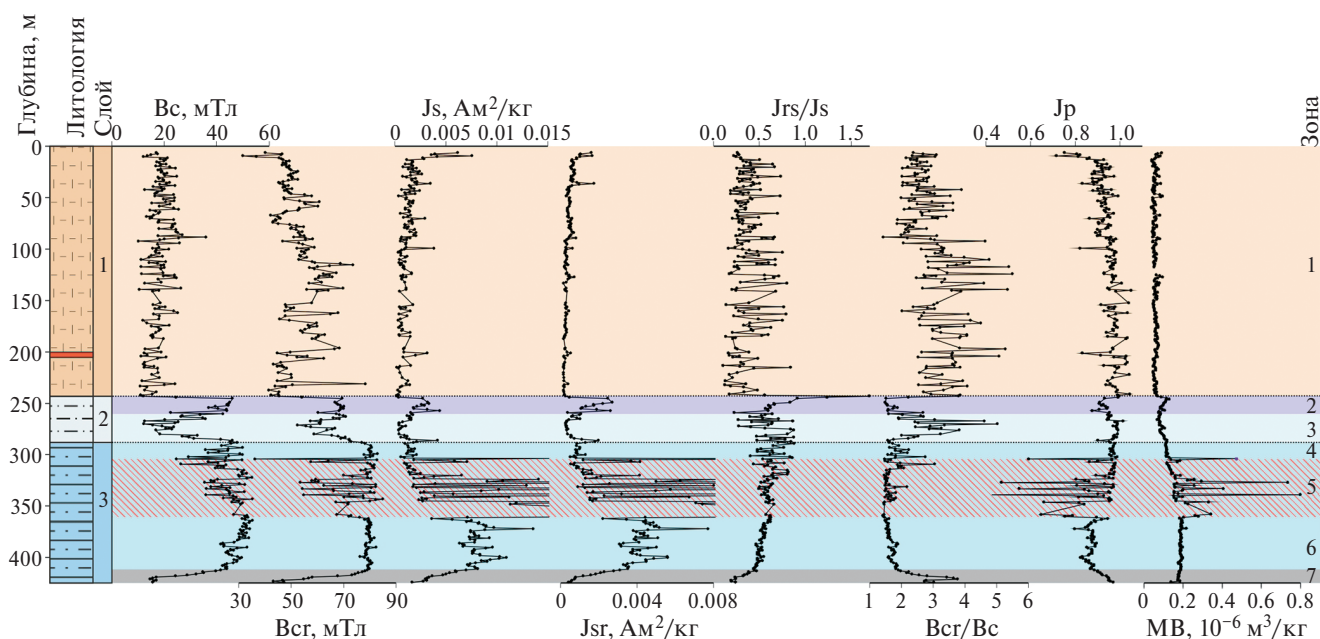


Рис. 9. Литология, петромагнитные характеристики и зональность отложений скв. Сд-1. Усл. обозначения для литологии см. рис. 7.

Fig. 9. Lithology, rock magnetic characteristics and zonation of sediments of core Сд-1. For lithology legend, see fig. 7.

доемы в виде обломков с источников сноса, а также образовываться как аутигенный минерал на стадии диагенеза, причем как моноклинной, так и гексагональной разновидностей (Hornig, 2018).

Пирит не диагностируется по магнитным свойствам, так как является парамагнетиком. Он встречается в виде отдельных кристаллов, а также фрамбозидов размером от 3 до 20 мкм. Пирит может образовываться как в толще воды, так и осадках (Wilkin, Barnes 1997; Suits, Wilkin, 1998; Neumann et al., 2005). В большом количестве при исследовании прозрачных слайдов он был отмечен в слое 3, реже он встречается в верхней части разреза.

4.2.6. Петромагнитная зональность

Для 415 образцов скв. Сд-1 измерены гистерезисные характеристики, по которым выделено 7 магнитозон, отражающих различные условия осадконакопления (рис. 9, табл. 4).

Верхняя магнитозона 1 (0–242 см) отвечает слою 1. Отложения зоны имеют низкие скалярные магнитные величины (J_s , J_{rs} , V_c , V_{cr}) вследствие разбавления терригенного материала биогенным. Для зоны характерны высокие значения парамагнитной компоненты (до 1.0), J_{rs}/J_c , и низкие величины V_{cr}/V_c (1.4–5.5 мТл). Сильный разброс отношений J_{rs}/J_c и V_{cr}/V_c связан с влиянием биогенного вещества и, частично, с аутигенным минералообразованием. Магнитные частицы псевдооднородные и односторонние.

Магнитозона 2 (242–263 см) занимает верхнюю часть слоя 2. Осадки магнитозоны сильномагнитные. На границе зон 1 и 2 резко возрастают (сверху вниз) величины всех петромагнитных характеристик, кроме V_{cr}/V_c и J_r . Отношение J_{rs}/J_c имеет наибольшие значения в разрезе скважины. Такие характеристики указывают на большой вклад детритовой составляющей в осадочном материале, что подтверждается снижением величин LOI до 10.2 мас. %. Магнитные частицы преимущественно односторонние.

Магнитозона 3 (263–286 см), занимает нижнюю часть слоя 2. Петромагнитные характеристики зоны близкие по величинам с параметрами зоны 1. Магнитные частицы зоны в основном односторонние. Средние значения J_{rs}/J_c и V_{cr}/V_c составляют 0.58 и 2.97 соответственно.

Магнитозона 4 (286–304 см) установлена в кровле слоя 3. По многим петромагнитным параметрам она не отличается от магнитозоны 2. Основное различие – более низкие значения J_{rs} (среднее = 0.0009 Ам²/кг) и J_s (среднее = 0.0015 Ам²/кг). Магнитные частицы зоны в основном односторонние.

Магнитозона 5 (304–361 см) характеризуется значительными вариациями петромагнитных характеристик, обусловленными влиянием аутигенных минералов. В зоне выделяются пробы с максимальными значениями MB (0.8×10^{-6} м³/кг), J_{rs}

Таблица 4. Петромагнитные характеристики зон скв. Сд-1
Table 4. Rock magnetic characteristics of zones of the core Sd-1

Зоны (*)	Значения	Vс, мТл	Vсr, мТл	J _s , Ам ² /кг	J _{rs} , Ам ² /кг	J _{rs} /J _s	Vсr/Vс	МВ, 10 ⁻⁶ М ³ /кг	J _p
1 (163)	Мин.	10.08	31.51	0.0002	0.0001	0.10	1.42	0.04	0.71
	Макс.	35.83	78.21	0.0075	0.0017	0.83	5.49	0.09	1.0
	Среднее	18.22	52.32	0.0013	0.0004	0.37	3.01	0.06	0.94
2 (15)	Мин.	10.96	42.16	0.0001	0.0002	0.22	1.48	0.07	0.87
	Макс.	45.95	70.06	0.0044	0.0027	1.69	3.85	0.11	1.00
	Среднее	36.00	63.62	0.0021	0.0014	0.73	2.01	0.09	0.94
3 (17)	Мин.	12.18	52.32	0.0003	0.0002	0.27	1.91	0.07	0.94
	Макс.	35.63	70.76	0.0018	0.0010	0.87	5.01	0.11	1.01
	Среднее	22.82	62.61	0.0009	0.0004	0.58	2.97	0.08	0.97
4 (21)	Мин.	26.85	65.41	0.0006	0.0005	0.40	1.56	0.10	0.90
	Макс.	49.84	82.78	0.0042	0.0020	0.87	2.75	0.13	0.99
	Среднее	40.73	76.42	0.0015	0.0009	0.66	1.93	0.11	0.96
5 (49)	Мин.	24.62	36.03	0.0009	0.0005	0.43	1.41	0.12	0.42
	Макс.	53.66	84.93	0.0838	0.0433	0.81	3.04	0.80	0.98
	Среднее	44.80	72.58	0.0108	0.0060	0.61	1.64	0.22	0.87
6 (48)	Мин.	41.50	76.15	0.0056	0.0031	0.43	1.49	0.18	0.80
	Макс.	53.56	82.34	0.0136	0.0077	0.62	1.89	0.22	0.92
	Среднее	47.65	79.36	0.0082	0.0042	0.51	1.67	0.19	0.87
7 (13)	Мин.	14.52	43.04	0.0017	0.0004	0.19	1.90	0.14	0.88
	Макс.	41.48	78.93	0.0070	0.0031	0.46	3.76	0.19	0.97
	Среднее	25.48	63.90	0.0042	0.0014	0.31	2.71	0.17	0.93

Примечание: (*) – количество образцов.

(0.043 Ам²/кг), J_s (0.084 Ам²/кг), J_{rs}/J_s (0.81) и минимальными величинами J_p (0.42) (рис. 9). Образцы этой магнитозоны лежат в области однодоменных частиц на диаграмме Дея-Данлопа (рис. 10а). Предполагается, что это обусловлено большим содержанием магнитных сульфидов в магнитных фракциях осадка. Отношение J_{rs}/J_s для грейгита часто >0.5 (Roberts, 2011).

Магнитозона 6 (361–412 см) находится в нижней части слоя 3. Для отложений магнитозоны свойственны высокие значения МВ, J_{rs}, J_s, Vсr, Vс. Распределение петромагнитных величин по зоне относительно однородное. Размер магнитных частиц однодоменный. Средние значения J_{rs}/J_s и Vсr/Vс составляют 0.51 и 1.67 соответственно.

Магнитозона 7 (412–424 см) характеризуется направленным снижением сверху вниз значений Vс, Vсr, J_s, J_{rs}, J_{rs}/J_s, ростом Vсr/Vс. На диаграмме Дея-Данлопа образцы зоны, как и морены, находятся в области псевдооднодоменных частиц

(рис. 10а). Это объясняется снижением аутигенного минералообразования в осадке и большей ролью детритового материала.

5. ОБСУЖДЕНИЕ

5.1. Причины изменения магнитных свойств в разрезе

Изменения магнитных параметров в озерном бассейне зависят от качества и количества магнитных минералов. Эти минералы могут быть как аллогенные, привнесенные с площади водосбора, так и аутигенные, образованные в осадке в результате диагенеза. Для оз. Соседнее основным источником сноса являются моренные отложения J_s, J_{rs}, отношение Vсr/Vс тонких гранулометрических фракций морены и детритовой составляющей озерных осадков близкие. Обломочный материал приносится ручьем Неведомый и смывается со склонов прилегающих сопок водотоками. Важный фактор, который отражается на петромагнитных свой-

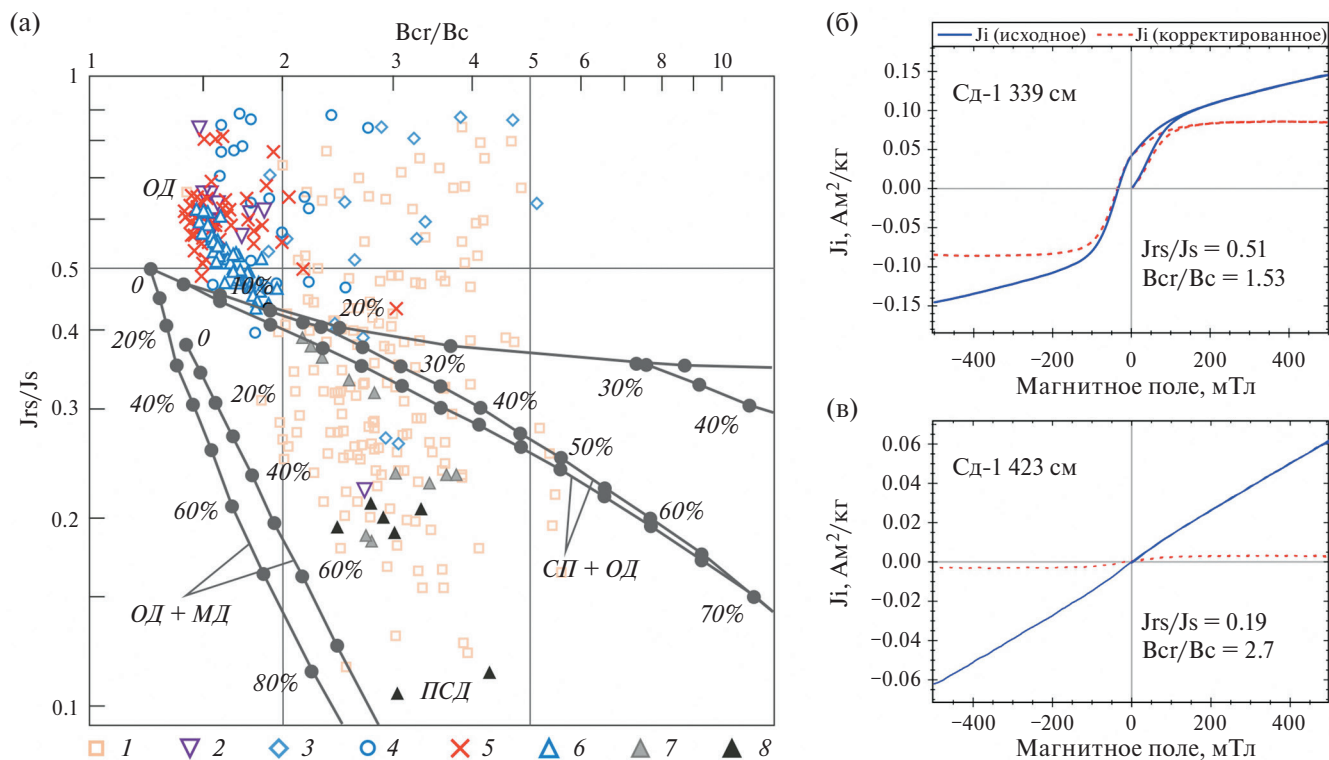


Рис. 10. Гистерезисные свойства отложений оз. Соседнее. (а) – диаграмма Дея-Данлопа для осадков скважины Сд-1 (ОД, МД, СП, ПСД – однодоменные, многодоменные, суперпарамагнитные, псевдооднодоменные частицы, соответственно; кривые ОД+МД и ОД+СП из работ (Dunlop, 2002a, b)); (б), (в) – петли гистерезиса, пунктирная линия – скорректированная кривая на парамагнитную компоненту. 1 – зона 1, 2 – зона 2, 3 – зона 3, 4 – зона 4, 5 – зона 5, 6 – зона 6, 7 – зона 7; 8 – гранулометрические фракции морены.

Fig. 10. Hysteresis properties of sediments of Lake Sosednee. (a) – Day-Dunlop diagram for sediments of core Sd-1 (SD, SP, PSD and MD are single domain, superparamagnetic, pseudo-single domain and multi domain particles, respectively. The SD+MD and SD+SP mixing lines (shown with black dots) refer to calculations from (Dunlop, 2002a, b)); (б), (в) – hysteresis loops, the dotted red curves represent the data after the correction for the paramagnetic component.

1 – zone 1, 2 – zone 2, 3 – zone 3, 4 – zone 4, 5 – zone 5, 6 – zone 6, 7 – zone 7; 8 – grain-size fractions of moraine

ствах – аутигенное накопление. Аутигенные железосодержащие минералы в осадках оз. Соседнее представлены пиритом, грейгитом, пирротинном и, возможно, гидроксидами железа. Грейгит и пирротин являются магнитными минералами и существенно влияют на петромагнитные характеристики осадков (Dunlop, Özdemir, 1997; Peters, Dekkers, 2003; Roberts et al., 2011). Как правило, они указывают на аноксидные условия. Образование их связано с перераспределением железа и серы в осадке в различных средах (Kasten et al. 2003; Nowaczyk, 2011; Roberts, 2015), часто под действием микроорганизмов (Астафьева и др., 2005; Ding et al., 2024).

На магнитные свойства существенно влияет биопродуктивность бассейнов. Интенсивное накопление немагнитных биогенного кремнезема и органического вещества снижают величины таких магнитных параметров как MB, J_{rs} , J_s . Основными поставщиками биогенного кремнезема яв-

ляются диатомовые водоросли, створки которых отмечены в прозрачных слайдах. Органический материал представлен преимущественно остатками водных растений, особенно обильных в осадках голоцена.

5.2. История осадконакопления

Широкое распространение моренных отложений вокруг озера, наличие крупных ледниковых валунов внутри озера, указывают на его ледниковое происхождение. Согласно возрастной модели оз. Соседнее образовано 22500 кал. л. н. В хорошо разработанных климатостратиграфических схемах ледовых разрезов Гренландии этот интервал включает голоцен (0–11.7 тыс. кал. л.), стадиал GS-1, поздний дриас (11.7–12.9 тыс. кал. л.), интерстадиал GI-1 (13.1–14.7 тыс. кал. л.) с событиями GI-1a, GI-1b, GI-1c, GI-1d, GI-1e (ранний дриас, бёллинг, средний дриас, аллерёд), стадиал GS-2 (14.7–22.9 тыс. кал. л.) и интерстадиал

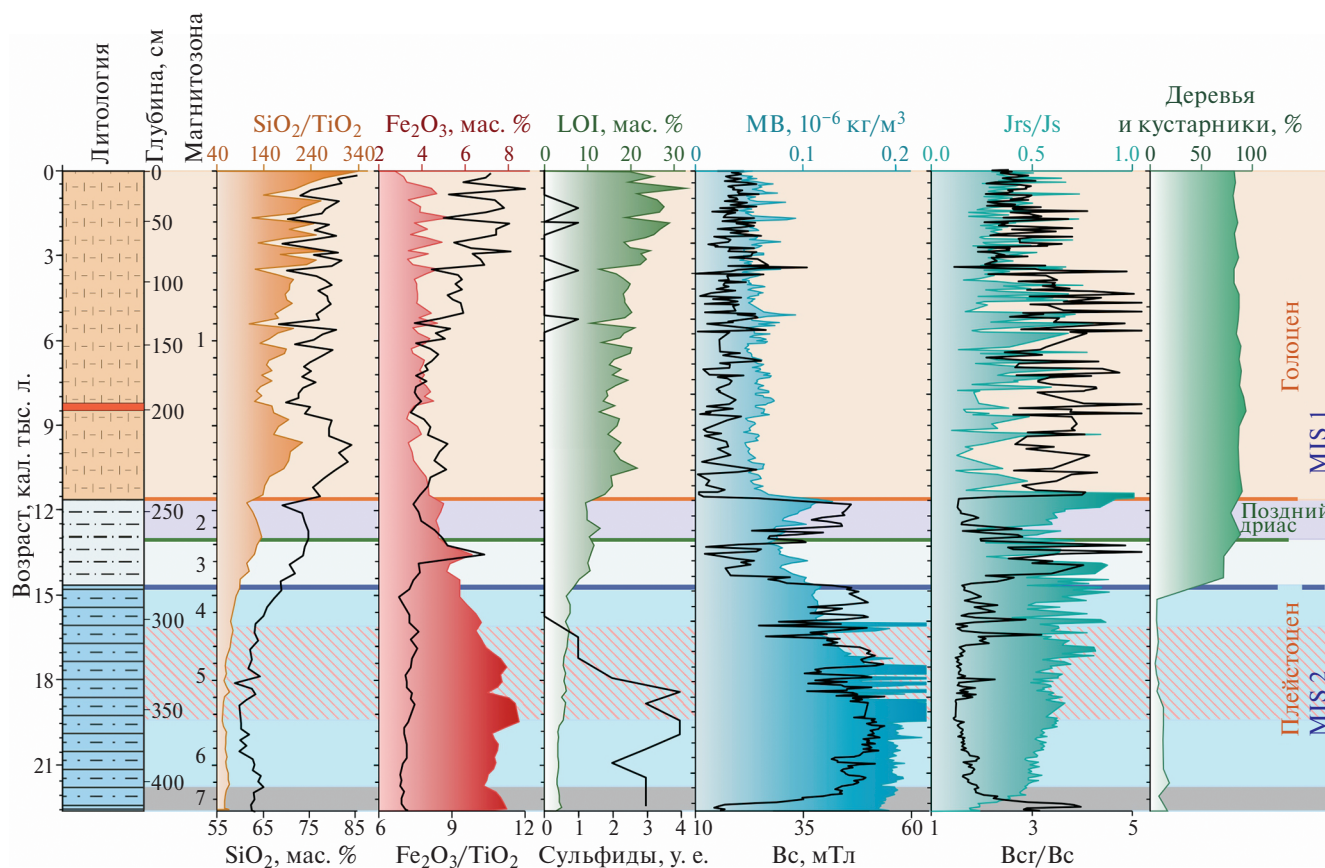


Рис. 11. Главные индикаторы изменений условий осадконакопления и природной среды оз. Соседнее.

Fig. 11. Main indicators of changes in sedimentation conditions and the environment of Lake Sosednee.

GI-2 (22.9–23.3 тыс. кал. л.) (Rasmussen et al., 2014; Cohen, Gibbard, 2019). Граница неоплейстоцена и голоцена проводится по окончанию холодного события поздний дриас (11.7 тыс. кал. л.), а граница морских изотопных стадий (MIS) 1 и 2 совпадает с началом потепления бёллинг–аллерёд (14.7 тыс. кал. л.).

Начальный этап существования озера (22500–14700 кал. л. н.) охватывает вторую половину MIS 2 и характеризуется привнесом в бассейн детритового материала, что отражено высокими значениями скалярных магнитных величин в магнитозонах 4–7. Биогенное накопление, судя по распределению кремнезема и LOI, отсутствовало или было незначительным (Pozhidaeva, Minyuk, 2024; Minyuk et al., 2024a). Тонкая слоистость осадков этого интервала предполагает отсутствие биотурбаций.

В окрестностях озера доминировала травянистая растительность (рис. 11), что согласуется с ранее проведенными палинологическими исследованиями осадков озер Соседнее и Джека Лондона (Ложкин и др., 1995; Lozhkin et al., 1993). Суровые климатические условия этого времени предпола-

гают наличие длительного ледового покрова на озере. Ограниченное перемешивание вод способствовало созданию аноксидных обстановок, приводящих к перераспределению элементов и накоплению аутигенных сульфидов железа пиритового, грейгитового, пирротинового составов. Эти минералы распределены в осадках этого времени неравномерно. Пики магнитной восприимчивости, обусловленные магнитными грейгитом и пирротинном, не прослеживаются по простиранию. Скопления этих минералов локализованы в микросредах. Отношения J_{rs}/J_s и V_{cr}/V_c указывают на однодоменный размер частиц. Наиболее выражено аутигенное накопление в магнитозоне 5 по снижению доли парамагнитной компоненты, росту намагниченности насыщений, коэрцитивных сил и содержанию сульфидов в прозрачных слайдах.

Значительная климатическая перестройка, зафиксированная осадками озера, произошла 14 700 кал. л. н. на границе магнитозон 3 и 4. Эта перестройка обусловлена потеплением климата, на что указывает рост биогенного накопления, смена растительных сообществ с травянистых на преиму-

щественно древесные, снижение содержания литокластических элементов в осадках, контролируемых в первую очередь количеством терригенного материала. Приблизительно синхронно в это время установлена смена спорово-пыльцевых характеристик в осадках многих озер верховьев Колымы и Северного Приохотья (Lozhkin et al., 2016, 2024).

В это же время в окрестностях озера на пониженных участках формируются торфяники, что так же указывает на потепление климата.

В озерном бассейне увеличивается роль биогенного накопления, на что указывают такие параметры как LOI и SiO_2 , $\text{SiO}_2/\text{TiO}_2$. Происходит разбавление детритового материала немагнитным биогенным кремнеземом и органическим веществом, что приводит к уменьшению скалярных магнитных величин, наиболее наглядно это проявлено в снижении коэрцитивной силы. Наблюдается значимая обратная корреляция Пирсона, рассчитанная с использованием программы PAST (Hammer et al., 2001) для MB, Jr, Jrs, с кремнеземом ($r \sim -0.9$) и LOI ($r \sim -0.8$). Накопление аутигенных железосодержащих минералов продолжалось, образовывались магнитные частицы преимущественно однодоменного состояния, наиболее наглядно это проявлено в снижении коэрцитивной силы.

Смена условий осадконакопления произошла в интервале 12 900–11 700 кал. л. н. (магнитозона 2), который соответствует позднему дриасу. Это событие считается холодным климатическим интервалом (Alley, 2000; Carlson, 2013; Cheng et al., 2020), но по спорово-пыльцевым спектрам на территории Северо-Востока России не выделяется (Kokorowski et al., 2008). В разрезе оз. Соседнее осадки этого интервала имеют отличительные петромагнитные характеристики. Им свойственны такие же параметры, как для осадков холодной стадии MIS 2: высокие значения MB, Jrs, Js, коэрцитивных сил Vc, Vcr, Jrs/Js и низкие величины Vcr/Vc, Jr. Среди детритовых и аутигенных минералов присутствуют магнетиты, титаномангнетиты, сульфиды пиритового, грейгитового и пирротинового составов. В осадках наблюдается незначительное снижение содержаний органического вещества и биогенного кремнезема. Приблизительно на этом стратиграфическом уровне в других озерах Северо-Востока России отмечены осадки с повышенными величинами магнитной восприимчивости, которые также могут маркировать событие поздний дриас (Милюк и др., 2007, 2023).

Верхняя граница этого интервала и магнитозоны 2 (11 700 кал. л.) в разрезе оз. Соседнее, которая соответствует границе неоплейстоцена и голоцена, резкая. Она отражена в петромагнитных и геохимических данных, а именно в росте SiO_2 , LOI,

Vcr/Vc, снижении значений Jrs, Js, Vcr, Vc, Jrs/Js, MB и содержания Fe_2O_3 .

В голоцене (магнитозона 1) в озере доминирует биогенное накопление. Содержание биогенного кремнезема и органического материала в голоценовых осадках высокие. Остатки водных растений встречаются на всех уровнях (рис. 5б). Вследствие разбавления детритового вещества биогенным, петромагнитные параметры низкие. Важным хронологическим маркером голоцена является теффа. Она распространена во многих озерах Северо-Востока России. Возраст ее приблизительно совпадает с возрастом границы раннего и среднего голоцена (Walker et al., 2018), что удобно для стратиграфического расчленения осадков.

6. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

История развития оз. Соседнее охватывает этап последнего ледниково-межледникового цикла и несет в себе непрерывную летопись изменений природной среды за последние 22.5 тыс. л.

В позднем неоплейстоцене в озере доминировало терригенное осадконакопление, характеризующееся высокими скалярными магнитными величинами. Условия ледниковья создавали аноксидные обстановки и способствовали аутигенному минералообразованию сульфидов железа — пирита, грейгита, пирротина. Особенно ярко по петромагнитным свойствам это выделяется в магнитозоне 5. Смена петромагнитных параметров произошла в конце MIS 2.

Переходный интервал (14700–11700 кал. л. н.) охватывает магнитозоны 2, 3. В это время отмечается значительная перестройка климата, которая повлияла на петромагнитные, геохимические свойства осадков и на биоту. В озере увеличилось накопление органического вещества, биогенного кремнезема, что существенно снизило величины гистерезисных характеристик и магнитной восприимчивости в разрезе. Роль аутигенного минералообразования снижается.

В интервале 12 900–11 700 кал. л. н. в озере наблюдается незначительное снижение содержаний органического вещества и биогенного кремнезема, что отразилось на петромагнитных и геохимических параметрах осадков. Этот интервал охватывает магнитозону 2 и соответствует позднему дриасу, по окончании которого проводится граница неоплейстоцена и голоцена.

В голоцене, который соответствует магнитозоне 1, отмечаются повышенные значения LOI и SiO_2 , совпадение кривых SiO_2 и $\text{SiO}_2/\text{TiO}_2$ указывает на высокую биопродуктивность водного бассейна. Биогенное осадконакопление значительно повлияло на петромагнитные свойства осадка, скалярные

магнитные величины этого интервала низкие. Биогенный кремнезем представлен преимущественно створками диатомовых водорослей. Разномасштабные вариации биотических и абиотических параметров показывают, что климат и условия седиментации в голоцене не были стабильными.

БЛАГОДАРНОСТИ

Работа выполнена в рамках темы госзадания Минобрнауки № 121031700311-4. Петромагнитные, магнитно-минералогические исследования и интерпретация данных выполнена за счет средств субсидии, выделенной Казанскому федеральному университету для выполнения государственного задания проект № FZSM-2023-0023 в сфере научной деятельности.

Выражаем благодарность за проведение аналитических работ младшему научному сотруднику ГО “Борок” ИФЗ РАН Н. А. Афиногеновой, ведущему инженеру СВКНИИ ДВО РАН О. Т. Соцкой, инженеру СВКНИИ ДВО РАН М. А. Морозовой.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Астафьева М.М., Розанов А.Ю., Хувер Р. (2005) Фрамбиды: их структура и происхождение. *Палеонтологический журнал*. № 5. С. 3–9.
- Буров Б.В., Нургалиев Д.К., Ясонов П.Г. (1986) Палеомагнитный анализ. Казань: Издательство Казанского университета. 167 с.
- Галанин А.А. (2012) Каргинский (МИС 3) возраст последнего ледникового максимума на Северо-Востоке Азии. *Известия Российской академии наук. Серия географическая*. № 3. С. 81–93.
<https://doi.org/10.15356/0373-2444-2012-3-81-93>
- Глушкова О.Ю., Прохорова Т.П. (1987) Особенности формирования позднеплейстоценовых оледенений и осадконакопления в бассейне р. Эльгеньи (Верхне-Колымские нагорье). В кн.: *Четвертичный период Северо-Востока Азии*. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР. С. 68–89.
- Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Верхнеколымская. Лист Р-55-ХVIII. Первое издание. (1980) Составители: Б.И. Мальков, Е.Г. Абельс. Л.: Недра. 1 л.
- Ложкин А.В., Андерсон П.М., Эйснер У.Р. и др. (1995) Новые палинологические и радиоуглеродные данные об эволюции растительного покрова Западной Берингии в позднем плейстоцене и голоцене. В кн.: *Эволюция климата и растительности Берингии в позднем кайнозое*. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН. С. 5–24.
- Минюк П.С. (2022) Значение гранулометрического состава и физико-химических характеристик для интерпретации седиментогенеза озера Гранд. *Геология и геофизика*. Т. 63. № 9. С. 1253–1268.
<https://doi.org/10.15372/i2021156>
- Минюк П.С., Ложкин А.В., Андерсон П.М. и др. (2007) Комплексное исследование осадков оз. Энгтери, Северо-Восток России. *Вестник СВНЦ ДВО РАН*. № 4. С. 2–13.
- Минюк П.С., Пожидаева Д.К., Соцкая О.Т. и др. (2023) Магнито-минералогические аномалии на границе плейстоцена и голоцена в озерных осадках Северо-Востока России. *Доклады Российской академии наук. Науки о Земле*. Т. 510. № 2. С. 194–200.
<https://doi.org/10.31857/S2686739723600182>
- Минюк П.С., Тюкова Е.Э., Субботникова Т.В. и др. (2013) Термокаппаметрия природных сульфидов железа Северо-Востока России. *Геология и геофизика*. Т. 54. № 4. С. 601–614.
- Петрографический кодекс России Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования (2008) Под ред. О.А. Богатинова, О.В. Петрова. СПб.: ВСЕГЕИ. 200 с.
- Пожидаева Д.К., Минюк П.С. (2025). Отличительные черты седиментогенеза ледниковых озер Тальской группы (Колымское нагорье) в позднем неоплейстоцене-голоцене: геохимические свидетельства. *Геохимия*. Т. 70. № 6. С. 480–502.
<https://doi.org/10.7868/S3034495625060032>
- Третий оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации (2022) Под ред. В.М. Катцова. СПб.: Научное издание. 676 с.
- Цыганкова В.И., Вартамян С.Л., Данилов Г.К., Скрипкин В.В. (2017) О возможности применения хлопковой целлюлозы в качестве вторичного радиоуглеродного стандарта для датирования геологических образцов. *Вестник СВНЦ ДВО РАН*. № 2. С. 20–23.
- Adamson K., Lane T., Carney M., Bishop T. et al. (2018) High-resolution proglacial lake records of pre-Little Ice Age glacier advance, northeast Greenland. *Boreas*. Vol. 48. P. 535–550.
<https://doi.org/10.1111/bor.12361>
- Alley R.B. (2000) The Younger Dryas cold interval as viewed from central Greenland Author links open overlay panel. *Quat. Sci. Rev.* Vol. 19. Iss. 1–5. P. 213–226.
[https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(99\)00062-1](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(99)00062-1)
- Anderson P., Andrews J., Bradley R. et al. (1994) Research Protocols for PALE: Paleoclimates of Arctic Lakes and Estuaries. Past Global Changes (PAGES), Workshop Report Series 94–1. PAGES Core Project Office, Bern, Switzerland.
- Anderson P.M., Lozhkin A.V., Belaya B.V. et al. (1997) A lacustrine pollen record from near altitudinal forest limit, upper Kolyma region, northeastern Siberia. *The Holocene*. Vol. 7. Iss. 3. P. 331–335.
<https://doi.org/10.1177/0959683697007003>
- Blaauw M., Christen J.A. (2011) Flexible paleoclimate age-depth models using an autoregressive gamma process. *Bayesian Analysis*. Vol. 6. No. 3. P. 457–474.
<https://doi.org/10.1214/11-BA618>
- Borkhodoev V. Ya. (2002) Accuracy of the fundamental parameter method for x-ray fluorescence analysis of rocks.

- X-Ray Spectrom.* Vol. 31. P. 209–218.
<https://doi.org/10.1002/xrs.528>
- Carlson A.E. (2013) The Younger Dryas Climate Event. In: *The Encyclopedia of Quat. Sci. Vol. 3.* Amsterdam: Elsevier. P. 126–134.
<https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53643-3.00029-7>
- Cheng H., Zhang H., Spötl C. et al. (2020) Timing and structure of the Younger Dryas event and its underlying climate dynamics. *Proceedings of the National Academy of Sci.* Vol. 117. Iss. 38. P. 23408–23417.
<https://doi.org/10.1073/pnas.2007869117>
- Cohen K.M., Gibbard P.L. (2019) Global chronostratigraphical correlation table for the last 2.7 million years, version 2019 QI-500. *Quat. Int.* Vol. 500. P. 20–31.
<https://doi.org/10.18814/epiiugs/2008/v31i2/011>
- Day R., Fuller M., Schmidt V.A. (1977) Hysteresis properties of titanomagnetites: Grain size and compositional dependence. *Phys. Earth Planet. Inter.* Vol. 13. P. 260–267.
[https://doi.org/10.1016/0031-9201-\(77\)90108-X](https://doi.org/10.1016/0031-9201-(77)90108-X)
- Ding X., Qian L., Jiang W. et al. (2024) Review of bacterial sulfate reduction in lacustrine deposition and its identification in the Jimsar Sag, Junggar Basin. *Mar. Pet. Geol.* Vol. 163. 106801.
<https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2024.106801>
- Dunlop D., Özdemir O. (1997) *Rock Magnetism: Fundamentals and Frontiers.* Cambridge University Press, Cambridge. 573 p.
- Dunlop D.J. (2002a) Theory and application of the Day plot (Mrs/Ms versus Hcr/Hc) 1. Theoretical curves and tests using titanomagnetite data. *J. Geophys. Res.* Vol. 107. No. B3. P. EPM 4–1–EPM 4–22.
<https://doi.org/10.1029/2001JB000486>
- Dunlop D.J. (2002b) Theory and application of the Day plot (Mrs/Ms versus Hcr/Hc) 2. Application to data for rocks, sediments, and soils. *J. Geophys. Res.* Vol. 107. No. B3. P. EPM 5–1–EPM 5–15.
<https://doi.org/10.1029/2001jb000487>
- Evans M.E., Heller F. (2003) *Environmental Magnetism: Principles and Applications of Enviromagnetics.* New York: Academic Press. 299 p.
- Fabian K., Shcherbakov V.P., McEnroe S.A. (2013) Measuring the Curie temperature. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems.* Vol. 14. P. 947–961.
<https://doi.org/10.1029/2012GC004440>
- Geiss C.E., Banerjee S.K. (1997) A multi-parameter rock magnetic record of the last glacial–interglacial paleoclimate from south-central Illinois, USA. *Earth Planet. Sci. Lett.* Vol. 152. Iss. 1–4. P. 203–216.
[https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(97\)00133-7](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(97)00133-7)
- Hammer O., Harper D.A.T., Ryan P.D. (2001) PAST: Paleontological statistics software package for education and data analysis. *Palaeontologia Electronica.* Vol. 4. No. 1. 9 p.
- Hatfield R.G. (2025) Magnetic proxies and susceptibility. In: *Encyclopedia of Quat. Sci. (Third Edition).* Vol. 3. Elsevier. P. 771–788.
<https://doi.org/10.1016/B978-0-323-99931-1.00145-8>
- Heiri O., Lotter A.F., Lemcke G. (2001) Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproducibility and comparability of results. *J. Paleolimnol.* Vol. 25. P. 101–110.
<https://doi.org/10.1023/A:1008119611481>
- Hornig C.S. (2018) Unusual magnetic properties of sedimentary pyrrhotite in methane seepage sediments: Comparison with metamorphic pyrrhotite and sedimentary greigite. *J. Geophys. Res. Solid Earth.* Vol. 123. P. 4601–4617.
<https://doi.org/10.1002/2017JB015262>
- Kasten S., Zabel M., Heuer V. et al. (2003) Processes and signals of nonsteady-state diagenesis in deep-sea sediments and their pore waters. In: *The South Atlantic in the Late Quaternary: Reconstruction of Material Budget and Current Systems.* Springer. P. 431–459
https://doi.org/10.1007/978-3-642-18917-3_20
- Kokorowski H.D., Anderson P.M., Mock C.J. et al. (2008) A re-evaluation and spatial analysis of evidence for a Younger Dryas climatic reversal in Beringia. *Quat. Sci. Rev.* Vol. 27. P. 1710–1722.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2008.06.010>
- Lattard D., Engelmann R., Kontny A., Sauerzapf U. (2006) Curie temperatures of synthetic titanomagnetites in the Fe-Ti-O system. Reassessment of some methodological and crystal chemical effects. *J. Geophys. Res.* Vol. 111. B12S28.
<https://doi.org/10.1029/2006JB004591>
- Liu Q., Roberts A.P., Larrasoana J.C. et al. (2012) Environmental Magnetism: principles and applications. *Rev. Geophys.* Vol. 50. RG4002.
<https://doi.org/10.1029/2012RG000393>
- Lozhkin A.V., Anderson P.M., Eisner W.R. et al. (1993) Late Quaternary Lacustrine Pollen Records from Southwestern Beringia. *Quat. Res.* Vol. 39. No. 3. P. 314–324.
<https://doi.org/10.1006/qres.1993.1038>
- Lozhkin A.V., Anderson P.M., Tsygankova V.I. (2024) Palynological records from glacial lakes, northern Priokhotye (western Beringia). *Quat. Int.* Vol. 681. P. 1–10.
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2023.12.011>
- Lozhkin A.V., Brown T.A., Anderson P.M. et al. (2016) The importance of radiocarbon dates and tephra for developing chronologies of Holocene environmental changes from lake sediments, North Far East. *J. of Pacific Geology.* No. 10. P. 249–262.
<https://doi.org/10.1134/S181971401604004>
- Masson-Delmotte V., Zhai P., Pirani A. et al. (Eds.) (2021) *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.* Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. 2391 p.
<https://doi.org/10.1017/9781009157896>
- Minyuk P.S., Pozhidaeva D.K., Morozova M.A. et al. (2024a) Environmental changes at the Pleistocene-Holocene boundary in glacial lakes of the North-East of Russia: results and prospects of multidisciplinary studies. *Limnology and Freshwater Biology.* No. 4. P. 463–468.
<https://doi.org/10.31951/2658-3518-2024-A-4-463>
- Minyuk P.S., Pozhidaeva D.K., Sotskaya O.T. (2024b) Iron sulfides in sediments of glacial lakes of the upper Kol-

- yma region. *Limnology and Freshwater Biology*. No. 4. P. 475–480.
<https://doi.org/10.31951/2658-3518-2024-A-4-475>
- Neumann T., Rausch N., Leipe T. et al. (2005) Intense pyrite formation under lowsulfate conditions in Achterwasser lagoon, SW Baltic Sea. *Geochim. Cosmochim. Acta*. Vol. 69. No. 14. P. 3619–3630.
<https://doi.org/10.1016/j.gca.2005.02.034>
- Nowaczyk N.R. (2011) Dissolution of titanomagnetite and sulphidization in sediments from Lake Kinneret, Israel. *Geophys. J. Int.* Vol. 187. P. 34–44.
<https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.05120.x>
- Peters C., Dekkers M.J. (2003) Selected room temperature magnetic parameters as a function of mineralogy, concentration and grain size. *Phys. Chem. Earth*. Vol. 28. P. 659–667.
[https://doi.org/10.1016/S1474-7065\(03\)00120-7](https://doi.org/10.1016/S1474-7065(03)00120-7)
- Petrovský E., Kapička A. (2006) On determination of the Curie point from thermomagnetic curves. *J. Geophys. Res.* Vol. 111. B12S27.
<https://doi.org/10.1029/2006JB004507>
- Ponomareva V.V., Kyle P.R., Melekestsev I.V. et al. (2004) The 7600 (¹⁴C) Year BP Kurile Lake caldera-forming eruption, Kamchatka, Russia: stratigraphy and field relationships. *J. Volcanol. Geoth. Res.* Vol. 136. P. 199–222.
<https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2004.05.013>
- Pozhidaeva D.K., Minyuk P.S. (2024) Late Pleistocene and Holocene sedimentation in the glacial Lake Sosednee, Magadan region. *Limnology and Freshwater Biology*. No. 4. P. 550–555.
<https://doi.org/10.31951/2658-3518-2024-A-4-550>
- Rasmussen S.O., Bigler M., Blockley S.P. et al. (2014) A stratigraphic framework for abrupt climatic changes during the Last Glacial period based on three synchronized Greenland ice-core records: refining and extending the INTIMATE event stratigraphy. *Quat. Sci. Rev.* Vol. 106. P. 14–28.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.09.007>
- Reynolds R.L., Rosenbaum J.G., Rapp J. et al. (2004) Record of late Pleistocene glaciation and deglaciation in the southern Cascade Range. I. Petrological evidence from lacustrine sediment in Upper Klamath Lake, southern Oregon. *J. Paleolimnol.* Vol. 31. P. 217–233.
<https://doi.org/10.1023/B:JOPL.0000019230.42575.03>
- Roberts A.P. (2015) Magnetic mineral diagenesis. *Earth-Sci. Rev.* Vol. 151. P. 1–47.
<https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2015.09.010>
- Roberts A.P., Chang L.A., Rowan C.J. et al. (2011) Magnetic properties of sedimentary greigite (Fe₃S₄): an update. *Rev. Geophys.* Vol. 49. Iss. 1. RG1002.
<https://doi.org/10.1029/2010RG000336>
- Sandgren P., Snowball I. (2002) Application of mineral magnetic techniques to paleolimnology. In: *Tracking environmental change using lake sediments. Vol. 2. Physical and Geochemical Methods*. Springer Dordrecht. P. 217–237.
- Suits N.S., Wilkin R.T. (1998) Pyrite formation in the water column and sediments of meromictic lake. *Geology*. Vol. 26. P. 1099–1102.
[https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1998\)0262.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1998)0262.3.CO;2)
- Tanaka K., Akagawa F., Yamamoto K. et al. (2007) Rare earth element geochemistry of Lake Baikal sediment: its implication for geochemical response to climate change during the Last Glacial/Interglacial transition. *Quat. Sci. Rev.* Vol. 26. P. 1362–1368.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2007.02.004>
- Thompson R., Oldfield F. (1986) *Environmental Magnetism*. Winchester: Allen and Unwin. 227 p.
- Valdez-Grijalva M.A., Nagy L., Muxworthy A.R. et al. (2020) Micromagnetic simulations of first-order reversal curve (FORC) diagrams of framboidal greigite. *Geophys. J. Int.* Vol. 222. No. 2. P. 1126–1134.
<https://doi.org/10.1093/gji/ggaa241>
- Verosub K.L., Roberts A.P. (1995) Environmental magnetism: Past, present, and future. *J. Geophys. Res.* Vol. 100. P. 2175–2192.
<https://doi.org/10.1029/94JB02713>
- Walker M., Head M.J., Berkelhammer M., Björck S. et al. (2018) Formal Ratification of the Subdivision of the Holocene Series/Epoch (Quaternary System/Period): Two New Global Boundary Stratotype Sections and Points (GSSPs) and Three New Stages/subseries. *Episodes*. Vol. 41. No. 4. P. 231–223.
<https://doi.org/10.18814/epiiugs/2018/018016>
- Wang L., Pan Y., Li J. et al. (2008) Magnetic properties related to thermal treatment of pyrite. *Sci. China. Series D: Earth Sci.* Vol. 51. P. 1144–1153.
<https://doi.org/10.1007/s11430-008-0083-7>
- Wilkin R.T., Barnes H.L. (1997). Pyrite formation in an anoxic estuarine basin. *Am.J. Sci.* Vol. 297. P. 620–650.
<https://doi.org/10.2475/ajs.297.6.620>
- Wright Jr., Mann D.H., Glaser P.H. (1984) Piston corers for peat and lake sediments. *Ecology*. Vol. 65. Iss. 2. P. 657–659.
<https://doi.org/10.2307/1941430>

LATE NEOPLEISTOCENE AND HOLOCENE SEDIMENTATION IN THE GLACIAL LAKE SOSEDNEE, MAGADAN REGION: PETROMAGNETIC EVIDENCE OF ENVIRONMENTAL CHANGES¹

D. K. Pozhidaeva^{a, b, *}, P. S. Minyuk^a, and V. I. Tsigankova^a

^aNorth-East Interdisciplinary Scientific Research Institute n. a. N. A. Shilo FEB RAS, Magadan, Russia

^bKazan Federal University, Institute of Geology and Petroleum Technologies, Kazan, Russia

*E-mail: dashapozhidaeva01@gmail.com

The results of research of the mountain glacial Lake Sosednee, which was formed at the end of the late Pleistocene approximately 22 ka BP, are presents. Sediments from four cores were studied, and sediment correlation was carried out. The petrochemical composition of tephra was obtained, the radiocarbon age of lake and bog sediments, and tephra was determined. The age-depths model for the lake sediments was constructed. Based on the results of rock magnetic and hysteresis characteristics, seven zones were identified in the lake sediments, reflecting various sedimentation conditions – detrital, chemogenic, and biogenic. Detrital and authigenic iron-bearing minerals were identified. They include magnetites, titanomagnetites, and sulfides of pyrite, greigite, and pyrrhotite compositions. The transitional interval from the late Pleistocene to the Holocene was characterized in detail, where a shift in biotic and abiotic components of the natural environment occurred. Based on hysteresis and magnetic susceptibility data, the Younger Dryas deposits were identified. Biogenic accumulation of silica and organic material dominated during the Holocene under warm climate conditions.

Keywords: Lake sediments; rock magnetism; sedimentogenesis; paleogeography; mineralogy; Younger Dryas; Magadan Region

ACKNOWLEDGMENTS

The study was carried out within the State Task No. 121031700311-4. Rock magnetic, magnetic-mineralogical studies and data interpretation was funded by the subsidy allocated to the Kazan Federal University for the State Assignment of project No. FZSM-2023-0023 in the sphere of scientific activities.

REFERENCES

- Adamson K., Lane T., Carney M., Bishop T. et al. (2018) High-resolution proglacial lake records of pre-Little Ice Age glacier advance, northeast Greenland. *Boreas*. Vol. 48. P. 535–550. <https://doi.org/10.1111/bor.12361>
- Alley R.B. (2000) The Younger Dryas cold interval as viewed from central Greenland Author links open overlay panel. *Quat. Sci. Rev.* Vol. 19. Iss. 1–5. P. 213–226. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(99\)00062-1](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(99)00062-1)
- Anderson P., Andrews J., Bradley R. et al. (1994) Research Protocols for PALE: Paleoclimates of Arctic Lakes and Estuaries. Past Global Changes (PAGES), Workshop Report Series 94–1. PAGES Core Project Office, Bern, Switzerland.
- Anderson P.M., Lozhkin A.V., Belaya B.V. et al. (1997) A lacustrine pollen record from near altitudinal forest limit, upper Kolyma region, northeastern Siberia. *The Holocene*. Vol. 7. Iss. 3. P. 331–335. <https://doi.org/10.1177/0959683697007003>
- Astafieva M.M., Rozanov A. Yu., Hoover R. (2005). Framboids: their structure and origin. *Paleontological J.* Vol. 39. No. 5. P. 457–464.
- Blaauw M., Christen J.A. (2011) Flexible paleoclimate age-depth models using an autoregressive gammaprocess. *Bayesian Analysis*. Vol. 6. No. 3. P. 457–474. <https://doi.org/10.1214/11-BA618>
- Bogatikov O.A., Petrov O.V. (Eds.) (2008) Petrograficheskii kodeks Rossii. Magmaticheskie, metamorficheskie, metasomaticheskie, impaktnye obrazovaniya (Petrographic Code of Russia Magmatic, metamorphic, metasomatic, impact formations). Sankt-Petersburg: VSEGEI (Publ.). 200 p. (in Russ.).
- Borkhodoev V. Ya. (2002) Accuracy of the fundamental parameter method for x-ray fluorescence analysis of rocks. *X-Ray Spectrom.* Vol. 31. P. 209–218. <https://doi.org/10.1002/xrs.528>
- Burov B.V., Nurgaliyev D.K., Yasonov P.G. (1986). Paleomagnetic Analysis. V.P. Boronin (Ed.). Kazan: KSU (Publ.). 167 p. (in Russ.).
- Carlson A.E. (2013) The Younger Dryas Climate Event. In: *The Encyclopedia of Quat. Sci.* Vol. 3. Amsterdam: Elsevier. P. 126–134. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53643-3.00029-7>
- Cheng H., Zhang H., Spötl C. et al. (2020) Timing and structure of the Younger Dryas event and its underlying climate dynamics. *Proceedings of the National Academy of Sci.* Vol. 117. Iss. 38. P. 23408–23417. <https://doi.org/10.1073/pnas.2007869117>
- ¹ Pozhidaeva D. K., Minyuk P. S., and Tsigankova V. I. (2025) Late Neopleistocene and Holocene sedimentation in the glacial Lake Sosednee, Magadan region: petromagnetic evidence of environmental changes. *Geomorfologiya i Paleogeografiya*. Vol. 56. No. 4. P. 748–769 (in Russ). <https://doi.org/10.7868/S2949179725040112>

- Cohen K.M., Gibbard P.L. (2019) Global chronostratigraphical correlation table for the last 2.7 million years, version 2019 QI-500. *Quat. Int.* Vol. 500. P. 20–31. <https://doi.org/10.18814/epiiugs/2008/v31i2/011>
- Day R., Fuller M., Schmidt V.A. (1977) Hysteresis properties of titanomagnetites: Grain size and compositional dependence. *Phys. Earth Planet. Inter.* Vol. 13. P. 260–267. [https://doi.org/10.1016/0031-9201-\(77\)90108-X](https://doi.org/10.1016/0031-9201-(77)90108-X)
- Ding X., Qian L., Jiang W. et al. (2024) Review of bacterial sulfate reduction in lacustrine deposition and its identification in the Jimsar Sag, Junggar Basin. *Mar. Pet. Geol.* Vol. 163. 106801. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2024.106801>
- Dunlop D., Özdemir O. (1997) *Rock Magnetism: Fundamentals and Frontiers*. Cambridge University Press, Cambridge. 573 p.
- Dunlop D.J. (2002a) Theory and application of the Day plot (Mrs/Ms versus Hcr/Hc) 1. Theoretical curves and tests using titanomagnetite data. *J. Geophys. Res.* Vol. 107. No. B3. P. EPM 4-1–EPM 4-22. <https://doi.org/10.1029/2001JB000486>
- Dunlop D.J. (2002b) Theory and application of the Day plot (Mrs/Ms versus Hcr/Hc) 2. Application to data for rocks, sediments, and soils. *J. Geophys. Res.* Vol. 107. No. B3. P. EPM 5-1–EPM 5-15. <https://doi.org/10.1029/2001jb000487>
- Evans M.E., Heller F. (2003) *Environmental Magnetism: Principles and Applications of Enviromagnetics*. New York: Academic Press. 299 p.
- Fabian K., Shcherbakov V.P., McEnroe S.A. (2013) Measuring the Curie temperature. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. Vol. 14. P. 947–961. <https://doi.org/10.1029/2012GC004440>
- Galanin A.A. (2012) Kargan (MIS 3) Age of Last Glaciation Maximum on North-West of Asia. *Izvestiya Rossiiskoi Akademii Nauk. Seriya geograficheskaya*. No. 3. P. 81–93 (in Russ.). <https://doi.org/10.15356/0373-2444-2012-3-81-93>
- Geiss C.E., Banerjee S.K. (1997) A multi-parameter rock magnetic record of the last glacial–interglacial paleoclimate from south-central Illinois, USA. *Earth Planet. Sci. Lett.* Vol. 152. Iss. 1–4. P. 203–216. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(97\)00133-7](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(97)00133-7)
- Glushkova O. Yu., Prokhorova T.P. (1987). Features of the formation of Late Pleistocene glaciations and sedimentation in the Elgenya River basin (Upper Kolyma Highlands). In: *Chetvertichnyi period Severo-Vostoka Azii*. Magadan: SVKNII DVNC AN SSSR. P. 68–89 (in Russ.).
- Hammer O., Harper D.A.T., Ryan P.D. (2001) PAST: Paleontological statistics software package for education and data analysis. *Palaeontologia Electronica*. Vol. 4. No. 1. 9 p.
- Hatfield R.G. (2025) Magnetic proxies and susceptibility. In: *Encyclopedia of Quat. Sci. (Third Edition)*. Vol. 3. Elsevier. P. 771–788. <https://doi.org/10.1016/B978-0-323-99931-1.00145-8>
- Heiri O., Lotter A.F., Lemcke G. (2001) Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproducibility and comparability of results. *J. Paleolimnol.* Vol. 25. P. 101–110. <https://doi.org/10.1023/A:1008119611481>
- Hornig C.S. (2018) Unusual magnetic properties of sedimentary pyrrhotite in methane seepage sediments: Comparison with metamorphic pyrrhotite and sedimentary greigite. *J. Geophys. Res. Solid Earth*. Vol. 123. P. 4601–4617. <https://doi.org/10.1002/2017JB015262>
- Kasten S., Zabel M., Heuer V. et al. (2003) Processes and signals of nonsteady-state diagenesis in deep-sea sediments and their pore waters. In: *The South Atlantic in the Late Quaternary: Reconstruction of Material Budget and Current Systems*. Springer. P. 431–459. https://doi.org/10.1007/978-3-642-18917-3_20
- Kokorowski H.D., Anderson P.M., Mock C.J. et al. (2008) A re-evaluation and spatial analysis of evidence for a Younger Dryas climatic reversal in Beringia. *Quat. Sci. Rev.* Vol. 27. P. 1710–1722. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2008.06.010>
- Lattard D., Engelmann R., Kontny A., Sauerzapf U. (2006) Curie temperatures of synthetic titanomagnetites in the Fe-Ti-O system. Reassessment of some methodological and crystal chemical effects. *J. Geophys. Res.* Vol. 111. B12S28. <https://doi.org/10.1029/2006JB004591>
- Liu Q., Roberts A.P., Larrasoana J.C. et al. (2012) Environmental Magnetism: principles and applications. *Rev. Geophys.* Vol. 50. RG4002. <https://doi.org/10.1029/2012RG000393>
- Lozhkin A.V., Anderson P.M., Eisner U.R. et al. (1995). New palynological and radiocarbon data on the evolution of the vegetation cover of Western Beringia in the Late Pleistocene and Holocene. In: *Evolutsiya klimata i rastitel'nosti Beringii v pozdnem kainozoe*. Magadan: SVKNII DVO RAN. P. 5–24 (in Russ.).
- Lozhkin A.V., Anderson P.M., Eisner W.R. et al. (1993) Late Quaternary Lacustrine Pollen Records from Southwestern Beringia. *Quat. Res.* Vol. 39. No. 3. P. 314–324. <https://doi.org/10.1006/qres.1993.1038>
- Lozhkin A.V., Anderson P.M., Tsygankova V.I. (2024) Palynological records from glacial lakes, northern Priokhotye (western Beringia). *Quat. Int.* Vol. 681. P. 1–10. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2023.12.011>
- Lozhkin A.V., Brown T.A., Anderson P.M. et al. (2016) The importance of radiocarbon dates and tephra for developing chronologies of Holocene environmental changes from lake sediments, North Far East. *J. of Pacific Geology*. No. 10. P. 249–262. <https://doi.org/10.1134/S181971401604004>
- Mal'kov B.I., Abels E.G. (Eds.) (1980) Gosudarstvennaya geologicheskaya karta SSSR mashtaba 1:200 000. Seriya Verkhnekolymskaya. List P-55-XVIII. Pervoe izdanie (State Geological Map of the USSR, scale 1:200,000. Verkhnekolymskaya Series. Sheet P-55-XVIII. First edition). Leningrad: Nedra (Publ.). 1 p. (in Russ.).
- Masson-Delmotte V., Zhai P., Pirani A. et al. (Eds.). (2021) *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment*

- Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. 2391 p.
<https://doi.org/10.1017/9781009157896>
- Minyuk P.S. (2022). Significance of Granulometric Composition and Physicochemical Properties for Interpreting the Lake Grand Sedimentation. *Russian Geology and Geophysics*. Vol. 63. No. 9. P. 1036–1049.
<https://doi.org/10.2113/rgg20214327>
- Minyuk P.S., Lozhkin A.V., Anderson P.M. et al. (2007). Comprehensive study of the sediment of Lak Engteri, North-East of Russia. *Vestnik SVNTS DVO RAN*. No. 4. P. 2–13 (in Russ.).
- Minyuk P.S., Pozhidaeva D.K., Sotskaya O.T. et al. (2023). Magnetic–Mineralogical Anomalies at the Pleistocene–Holocene Boundary in Lacustrine Sediments of Northeastern Russia. *Doklady Earth Sci*. Vol. 510. No. 2. P. 453–458.
<https://doi.org/10.1134/s1028334x23600342>
- Minyuk P.S., Pozhidaeva D.K., Morozova M.A. et al. (2024a) Environmental changes at the Pleistocene–Holocene boundary in glacial lakes of the North-East of Russia: results and prospects of multidisciplinary studies. *Limnology and Freshwater Biology*. No. 4. P. 463–468.
<https://doi.org/10.31951/2658-3518-2024-A-4-463>
- Minyuk P.S., Pozhidaeva D.K., Sotskaya O.T. (2024b) Iron sulfides in sediments of glacial lakes of the upper Kolyma region. *Limnology and Freshwater Biology*. No. 4. P. 475–480.
<https://doi.org/10.31951/2658-3518-2024-A-4-475>
- Minyuk P.S., Tyukova E.E., Subbotnikova T.V. et al. (2013) Thermal magnetic susceptibility data on natural iron sulfides of northeastern Russia. *Russian Geology and Geophysics*. Vol. 54. P. 464–474.
<https://doi.org/10.1016/j.rgg.2013.03.008>
- Neumann T., Rausch N., Leipe T. et al. (2005) Intense pyrite formation under lowsulfate conditions in Achterwasser lagoon, SW Baltic Sea. *Geochim. Cosmochim. Acta*. Vol. 69. No. 14. P. 3619–3630.
<https://doi.org/10.1016/j.gca.2005.02.034>
- Nowaczyk N.R. (2011) Dissolution of titanomagnetite and sulphidization in sediments from Lake Kinneret, Israel. *Geophys. J. Int*. Vol. 187. P. 34–44.
<https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.05120.x>
- Peters C., Dekkers M.J. (2003) Selected room temperature magnetic parameters as a function of mineralogy, concentration and grain size. *Phys. Chem. Earth*. Vol. 28. P. 659–667.
[https://doi.org/10.1016/S1474-7065\(03\)00120-7](https://doi.org/10.1016/S1474-7065(03)00120-7)
- Petrovský E., Kapička A. (2006) On determination of the Curie point from thermomagnetic curves. *J. Geophys. Res*. Vol. 111. B12S27.
<https://doi.org/10.1029/2006JB004507>
- Ponomareva V.V., Kyle P.R., Melekestsev I.V. et al. (2004) The 7600 (¹⁴C) Year BP Kurile Lake caldera-forming eruption, Kamchatka, Russia: stratigraphy and field relationships. *J. Volcanol. Geoth. Res*. Vol. 136. P. 199–222.
<https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2004.05.013>
- Pozhidaeva D.K., Minyuk P.S. (2024) Late Pleistocene and Holocene sedimentation in the glacial Lake Sosednee, Magadan region. *Limnology and Freshwater Biology*. No. 4. P. 550–555.
<https://doi.org/10.31951/2658-3518-2024-A-4-550>
- Pozhidaeva D.K., Minyuk P.S. (2025) Distinctive features of sedimentogenesis of glacial lakes of the Tula group (Kolyma Highlands) in the Late Pleistocene–Holocene: geochemical evidence. *Geochemistry Int*. Vol. 70. No. 6. P. 480–502.
<https://doi.org/10.7868/S3034495625060032>
- Rasmussen S.O., Bigler M., Blockley S.P. et al. (2014) A stratigraphic framework for abrupt climatic changes during the Last Glacial period based on three synchronized Greenland ice-core records: refining and extending the INTIMATE event stratigraphy. *Quat. Sci. Rev*. Vol. 106. P. 14–28.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.09.007>
- Reynolds R.L., Rosenbaum J.G., Rapp J. et al. (2004) Record of late Pleistocene glaciation and deglaciation in the southern Cascade Range. I. Petrological evidence from lacustrine sediment in Upper Klamath Lake, southern Oregon. *J. Paleolimnol*. Vol. 31. P. 217–233.
<https://doi.org/10.1023/B:JOPL.0000019230.42575.03>
- Roberts A.P. (2015) Magnetic mineral diagenesis. *Earth-Sci. Rev*. Vol. 151. P. 1–47.
<https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2015.09.010>
- Roberts A.P., Chang L.A., Rowan C.J. et al. (2011) Magnetic properties of sedimentary greigite (Fe₃S₄): an update. *Rev. Geophys*. Vol. 49. Iss. 1. RG1002.
<https://doi.org/10.1029/2010RG000336>
- Sandgren P., Snowball I. (2002) Application of mineral magnetic techniques to paleolimnology. In: *Tracking environmental change using lake sediments. Vol. 2. Physical and Geochemical Methods*. Springer Dordrecht. P. 217–237.
- Suits N.S., Wilkin R.T. (1998) Pyrite formation in the water column and sediments of meromictic lake. *Geology*. Vol. 26. P. 1099–1102.
[https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1998\)0262.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1998)0262.3.CO;2)
- Tanaka K., Akagawa F., Yamamoto K. et al. (2007) Rare earth element geochemistry of Lake Baikal sediment: its implication for geochemical response to climate change during the Last Glacial/Interglacial transition. *Quat. Sci. Rev*. Vol. 26. P. 1362–1368.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2007.02.004>
- Kattsov V.M. (Ed.) (2022) Tretii otsenochnyi doklad ob izmeneniyakh klimata i ikh posledstviyakh na territorii Rossiiskoi Federatsii (The Third Assessment Report on Climate Change and its Consequences in the Russian Federation). Sankt-Petersburg: Naukoemkie tekhnologii (Publ.). 676 p.
- Thompson R., Oldfield F. (1986) Environmental Magnetism. Winchester: Allen and Unwin. 227 p.
- Tsygankova V.I., Vartanyan S.L., Danilov G.K., Skripkin V.V. (2017) On the possibility of using cotton cellulose as a secondary radiocarbon standard for dating geological samples. *Vestnik SVNTS DVO RAN*. No. 2. P. 20–23 (in Russ.).
- Valdez-Grijalva M.A., Nagy L., Muxworthy A.R. et al. (2020) Micromagnetic simulations of first-order reversal

- curve (FORC) diagrams of framboidal greigite. *Geophys. J. Int.* Vol. 222. No. 2. P. 1126–1134.
<https://doi.org/10.1093/gji/ggaa241>
- Verosub K.L., Roberts A.P. (1995) Environmental magnetism: Past, present, and future. *J. Geophys. Res.* Vol. 100. P. 2175–2192.
<https://doi.org/10.1029/94JB02713>
- Walker M., Head M.J., Berkelhammer M., Björck S. et al. (2018) Formal Ratification of the Subdivision of the Holocene Series/Epoch (Quaternary System/Period): Two New Global Boundary Stratotype Sections and Points (GSSPs) and Three New Stages/subseries. *Episodes*. Vol. 41. No. 4. P. 231–223.
<https://doi.org/10.18814/epiiugs/2018/018016>
- Wang L., Pan Y., Li J. et al. (2008) Magnetic properties related to thermal treatment of pyrite. *Sci. China. Series D: Earth Sci.* Vol. 51. P. 1144–1153.
<https://doi.org/10.1007/s11430-008-0083-7>
- Wilkin R.T., Barnes H.L. (1997) Pyrite formation in an anoxic estuarine basin. *Am. J. Sci.* Vol. 297. P. 620–650.
<https://doi.org/10.2475/ajs.297.6.620>
- Wright Jr., Mann D.H., Glaser P.H. (1984) Piston corers for peat and lake sediments. *Ecology*. Vol. 65. Iss. 2. P. 657–659.
<https://doi.org/10.2307/1941430>